

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

PHILIPPE RATTON

**PREVISÃO DE VAZÕES NA HIDROVIA DO RIO PARAGUAI COM
APLICAÇÃO DO FILTRO DE KALMAN**

CURITIBA, PR

Mai 2015

PHILIPPE RATTON

**PREVISÃO DE VAZÕES NA HIDROVIA DO RIO PARAGUAI COM
APLICAÇÃO DO FILTRO DE KALMAN**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, do Setor de Tecnologia, da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental.

Orientador: Prof. Alexandre Kolodynskie
Guetter

CURITIBA, PR

Maiο 2015

*Aos meus pais Eduardo Ratton e Lyz Laine Gonçalves dos Santos.
Pelo incentivo em todos os momentos de minha vida e pelo amor incondicional.*

AGRADECIMENTOS

No decorrer deste trabalho, muitas pessoas foram fundamentais, pela ajuda, apoio e ensinamentos concedidos. A todos meus sinceros agradecimentos. Em especial, agradeço:

Aos meus pais, pelo amor, carinho, educação e exemplo de conduta.

Aos meus irmãos, pela convivência e momentos de alegria.

Ao Instituto Tecnológico de Transportes e Infraestrutura (ITTI) pela oportunidade de aprendizado e por permitir o desenvolvimento desta dissertação na teoria e na prática.

Aos colegas do ITTI, pelo dia-a-dia sempre divertido.

Aos amigos da vida, por me proporcionarem momentos únicos e histórias das quais sempre me lembrarei.

Ao meu orientador, Alexandre Kolodynskie Guetter, pelos ensinamentos, confiança e incentivo.

Aos membros da banca, Tobias e Júlio, pelos comentários e sugestões.

Aos professores do PPGERHA, pela dedicação, ensinamentos e por despertarem em mim um interesse cada vez maior pelos temas discutidos.

Ao Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes (DNIT), pelo fomento ao desenvolvimento de estudos sobre o modal hidroviário.

À toda minha família, por representarem a base da minha vida. Sem ela, eu não chegaria onde cheguei.

*“A verdadeira viagem de descobrimento não consiste em procurar novas paisagens,
mas em ter novos olhos.”*

Marcel Proust

RESUMO

O aumento da eficiência e da confiabilidade do transporte hidroviário ao longo do Rio Paraguai depende da adoção de medidas não-estruturais de previsão de níveis em condições críticas de estiagem. A previsão dos níveis d'água, em conjunto com informações batimétricas detalhadas, permitem que se estime a submersão máxima do comboio, ou seja, o carregamento máximo para que a navegação prossiga nos trechos críticos. O foco desse trabalho é a implementação de um modelo dinâmico-estocástico robusto para a previsão de vazões e níveis na Bacia do Alto Paraguai, mais especificamente nas sub-bacias de Cáceres/MT (32.393 km²) e Amolar/MS (234.472 km²). O modelo hidrológico dinâmico adotado é concentrado e realiza previsões com base na parametrização dos processos de evapotranspiração e percolação em grandes bacias. O componente estocástico, com o uso do Filtro de Kalman, consiste em um modelo de atualização de estados, que assimila as observações de vazão em tempo real, para minimizar os erros das previsões. Modelos chuva-vazão-propagação já desenvolvidos para a Bacia do Alto Paraguai obtiveram coeficiente de correlação (R) entre as vazões observadas e previstas da ordem de 0,88 e coeficiente Nash-Sutcliffe (NS) de 0,67. O modelo dinâmico-estocástico implementado neste trabalho melhorou os índices de acerto das previsões: R=0,99 e NS=0,87. As principais inovações para se atingir esse objetivo foram: (1) desenvolvimento de um sistema de atualização de estados com assimilação das vazões observadas para correção do estado do modelo hidrológico; (2) adoção de uma função objetivo para a calibração do modelo hidrológico que minimiza as diferenças entre vazões simuladas e observadas; (3) calibração dos parâmetros do filtro de Kalman em relação às incertezas dos dados de entrada, das observações e dos parâmetros do modelo hidrológico.

Palavras-chave: modelos hidrológicos; modelo dinâmico-estocástico; previsão de vazões; estimador de estado; Filtro de Kalman.

ABSTRACT

The efficiency and reliability improvement for the Paraguai River Waterway depend on non-structural actions such as the implementation of streamflow prediction systems to support navigation during dry periods. The availability of both water levels and detailed bathymetric surveys are the input data for the barge convoy submergence estimation. Once the maximum submergence is known, then one can estimate the convoy's maximum payload restriction for the navigation through the waterway critical reaches. This work's aim is the implementation of a reliable dynamic-stochastic model for both streamflow and water-level forecasting for the Upper Paraguai River Basin; the selected sub-basins were at two different spatial scales: Cáceres/MT (32.393 km²) and Amolar/MS (234.472 km²). The hydrologic dynamic selected model is concentrated and the streamflow is estimated through the parameterization of evapotranspiration, percolation and routing on large basins. The model stochastic component, applies the Extended Kalman Filter for the state-space hydrologic dynamic model, in order to update the model states, through the assimilation of streamflow real-time observations. The objective function is the minimization of the streamflow forecasting squared errors. Previous rainfall-runoff-routing model implementations for the Upper Paraguai River Basin yielded 0.88 correlation between observed and simulated daily streamflow, and a 0.67 Nash-Sutcliffe Index. The dynamic-stochastic model implemented in this study, improved the streamflow forecast accuracy, yielding 0.99 correlation and 0.87 Nash-Sutcliffe index. The main innovation activities, for the forecasting accuracy enhancement, were: (1) development of an automatic state updating procedure, with real-time streamflow observation assimilation; (2) choice of an objective function for the hydrologic model parameter calibration that minimizes both the error mean and standard deviation; (3) choice of two parameters for the state updating procedures, which weights both input data and model parameter uncertainties.

Keywords: hydrologic model; dynamic-stochastic model; streamflow prediction; state estimator; Kalman Filter.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	14
1.1 Objetivo Geral	15
1.2 Objetivos Específicos.....	15
1.3 Justificativa	16
1.4 Organização	18
2. REVISÃO DE LITERATURA	19
2.1 Processos em Rios com Grandes Planícies de Inundação.....	19
2.1.1 Processos Morfológicos.....	19
2.1.2 Processos Hidrológicos	20
2.2 Previsão Hidrológica no Rio Paraguai	23
2.2.1 Modelos Estatísticos	24
2.2.2 Modelos Dinâmicos.....	29
2.3 Modelo Hidrológico Dinâmico-Estocástico 3R	34
2.4 Filtro de Kalman	35
2.5 Avaliação dos Erros de Previsão	38
3. ÁREA DE ESTUDO E DADOS	41
3.1 Área de Estudo.....	41
3.1.1 Hidrovia Paraguai-Paraná (HPP).....	42
3.1.2 Hidrografia	45
3.1.3 Hidrometria	47
3.1.4 Curva-Chave e Seções Transversais.....	58
3.2 Dados Hidrológicos Seleccionados.....	60
3.2.1 Dados de Vazão	60
3.2.2 Dados de Precipitação	61
3.2.3 Dados de Evapotranspiração	64
4. MÉTODOS.....	67
4.1 Modelo Hidrológico Dinâmico	67
4.1.1 Armazenamentos do Modelo 3RV2	69
4.1.2 Fluxos do Modelo 3RV2	69
4.1.3 Equações Governantes do Modelo 3RV2.....	70
4.1.4 Análise de Consistência Conjunta dos Fluxos.....	72
4.1.5 Calibração dos Parâmetros	73
4.2 Modelo Estocástico de Atualização de Estados	75
4.2.1 Formulação Dinâmico-Estocástica	76
4.2.2 Equações de Propagação	77
4.2.3 Equações de Atualização	78
4.2.4 Modelo de Variância dos Dados de Entrada.....	80
4.2.5 Parametrização dos Erros	81
4.3 Análise Estatística das Vazões Previstas	81
5. ANÁLISE DOS RESULTADOS	83
5.1 Análise de Consistência Conjunta dos Fluxos do Modelo Hidrológico	83
5.2 Calibração dos parâmetros do Modelo Hidrológico 3RV2	86
5.2.1 Análise Funcional e Estimativa Inicial dos Parâmetros.....	86
5.2.2 Resultados da Calibração dos Parâmetros	89

5.2.3	Análise de Sensibilidade em Relação aos Parâmetros	99
5.3	Validação do Modelo Hidrológico 3RV2.....	101
5.4	Calibração dos Parâmetros do Modelo Dinâmico-Estocástico	110
5.5	Validação do Modelo Dinâmico-Estocástico	117
5.6	Comparação dos Índices de Acerto dos Modelos	119
6.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	121
	REFERÊNCIAS	125
	APÊNDICES	130
	A – Estações fluviométricas do Rio Paraguai cadastradas no site da ANA	130
	B – Estações fluviométricas no Rio Paraguai em território brasileiro	133
	C – Código do programa “Kalman_3R.f” do modelo dinâmico-estocástico	134

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Distribuição dos trechos da Hidrovia do Paraguai-Paraná em cada país	17
Tabela 2 – Passos Críticos do Rio Paraguai no Tramo 01 (Cáceres/MT – Corumbá/MS)	44
Tabela 3 – Precipitação Média de Longo de Termo (1969-2006)	49
Tabela 4 – Estatísticas das vazões médias de longo termo das estações fluviométricas de Cáceres (66070004; 1969-2006) e Amolar (66800000; 1969-2006).....	53
Tabela 5 – Vazões médias observadas no período de recessão (junho a novembro) da estação fluviométrica de Cáceres (66070004).....	57
Tabela 6 – Estações fluviométricas selecionadas para modelagem	61
Tabela 7 – Estações pluviométricas selecionadas nas bacias com exutórios em Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)	63
Tabela 8 – Evapotranspiração potencial média mensal de longo termo nos postos de Cáceres, Diamantino e Cuiabá	66
Tabela 9 – Parâmetros do Modelo 3RV2	71
Tabela 10 – Exemplo de arquivo de entrada “ <i>guess.txt</i> ” para a sub-bacia de Cáceres	90
Tabela 11 – Exemplo de arquivo de entrada “ <i>init.txt</i> ” para a sub-bacia de Cáceres.....	91
Tabela 12 – Trecho do arquivo de entrada “ <i>p_e_q_caceres.txt</i> ”	91
Tabela 13 – Parâmetros calibrados, condições iniciais e índices estatísticos das modelagens de Cáceres e Amolar (modelo 3RV2).....	92
Tabela 14 – Índices estatísticos da calibração e validação do modelo 3RV2 para as sub-bacias de Cáceres e Amolar	101
Tabela 15 – Índices estatísticos de evapotranspiração em Cáceres e Amolar	105
Tabela 16 – Relação Chuva-Deflúvio nas sub-bacias de Cáceres e Amolar	107
Tabela 17 – Composição do escoamento modelado nas sub-bacias de Cáceres e Amolar.....	107
Tabela 18 – Parâmetros, condições iniciais e índices estatísticos do modelo dinâmico-estocástico implementado em Cáceres e Amolar	111
Tabela 19 – Parâmetros calibrados do estimador de estado	111
Tabela 20 – Parâmetros do modelo de variância dos erros dos dados de entrada (<i>PREC</i> e <i>PET</i>) e das observações (<i>Q</i>)	112
Tabela 21 – Índices estatísticos da calibração e validação do modelo dinâmico-estocástico para as sub-bacias de Cáceres e Amolar	117
Tabela 22 – Índices estatísticos do modelo hidrológico 3RV2 e do modelo dinâmico-estocástico (FK) para as sub-bacias de Cáceres e Amolar.....	119

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Hidrovia Paraguai-Paraná	17
Figura 2 – Comboios-tipo da Hidrovia Paraguai-Paraná; trecho Corumbá-Assunção	18
Figura 3 – Variação da seção transversal molhada em um canal com a planície de inundação: (a) no período de estiagem, com escoamento limitado ao canal principal; (b) no período de cheias, com o escoamento no canal e na planície	20
Figura 4 – Diferentes etapas da inundação sobre a planície: (a) Escoamento restrito à calha principal do rio, com água armazenada em lagoas da planície decorrentes de cheia anterior, chuva local ou água subterrânea; (b) Início do extravasamento da calha; (c), (d) Extravasamento da calha inunda a planície, alcançando lagoas e seguindo fluxos independentes do escoamento principal na calha; (e) Inundação ocorrendo sobre toda a planície e interagindo com a calha do rio ao longo de toda sua extensão; (f) Após passagem da cheia, acréscimo do volume armazenado na planície em relação à situação inicial	22
Figura 5 – Hidrogramas em Aquidauana (montante) e Porto Ciriaco (jusante) no Rio Aquidauana, afluente do Rio Miranda, o qual é afluente do Rio Paraguai	23
Figura 6 – Regressão linear do nível mínimo anual, $h_{mín}$, (Δ , linha tracejada) e data de ocorrência do nível mínimo anual, $t_{mín}$, (\bullet , linha sólida) do Rio Paraguai em Ladário (66825000) em função do nível máximo anual $h_{máx}$	25
Figura 7 – Frequência mensal da ocorrência do nível mínimo ($t_{mín}$) do Rio Paraguai em Ladário ($t_{mín}$ =dias julianos e n = número de eventos mínimos ocorridos no mês)	26
Figura 8 – Regressões lineares entre $h_{mín}$ e $h(t)$. Painel A: $h_{mín1} \times h(t)a$ em agosto. Painel B: $h_{mín2} \times h(t)s$ em setembro. Painel C: $h_{mín3} \times h(t)o$ em outubro.....	26
Figura 9 – Hindcast (1900-2006) de $h_{mín}$ em função de $h(t)$ (agosto= $h_{mín1}$ em vermelho, setembro= $h_{mín2}$ em verde e outubro $h_{mín3}$ em roxo). Valores observados são representados em preto. O painel superior refere-se ao módulo da diferença ($obs-esp$) entre os valores observados e esperados do MODELAD	27
Figura 10 – Análises lineares de regressão entre o dia de ocorrência do nível mínimo $t_{mín}$ e $h(t)$ em agosto (A, $t_{mín1} \times h(t)a$), setembro (B, $t_{mín2} \times h(t)s$) e outubro (C, $t_{mín3} \times h(t)o$)	27
Figura 11 – Avaliação do desempenho dos modelos lineares de previsão de $t_{mín}$ em função de $h(t)$ em agosto ($t_{mín1}$ em vermelho), setembro ($t_{mín2}$ em verde) e outubro ($t_{mín3}$ em roxo). Valores observados são representados em preto. O painel superior refere-se ao módulo da diferença ($obs-esp$) entre os valores observados e esperados do MODELAD.....	28
Figura 12 – Esquema do sistema SIRIPLAN de modelagem distribuída para rios com planície de inundação	30
Figura 13 – Representação da discretização da planície e da transferência de vazões entre um elemento (i,j) do modelo <i>raster</i> e seus quatro vizinhos	31
Figura 14 – Rede de drenagem representada no modelo1D com indicação das condições de contorno, pontos de controle e bacias contribuintes do Planalto	31
Figura 15 – Hidrogramas observado e modelado na estação de Amolar (66800000), no Rio Paraguai (Qlat é a vazão lateral de transferência planície-canal ao longo do trecho).....	32
Figura 16 – Cotagrama do nível padronizado ($Z_{red} = Z_{obs} - Z_{médio}$) observados e calculados em Amolar (66800000)	33

Figura 17 – Hidrograma observado e calculado em Amolar (66800000) no cenário sem balanço vertical na planície (P=ET=0)	34
Figura 18 – Diagrama de blocos do funcionamento do Filtro de Kalman	36
Figura 19 – Localização da BAP, identificando as regiões de Planalto, Pantanal e Chaco	41
Figura 20 – Tramo 01 da HPP entre Cáceres/MT e Corumbá/MS	43
Figura 21 – Área de estudo: áreas de drenagem nas estações fluviométricas de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)	45
Figura 22 – Perfil longitudinal do Rio Paraguai entre Cáceres e a foz do Rio Apa.....	47
Figura 23 – Variabilidade Interanual da Precipitação Média na Bacia (1969-2006).....	49
Figura 24 – Variabilidade Sazonal da Precipitação Média na Bacia (1969-2006)	49
Figura 25 – Variabilidade Sazonal da Precipitação Média na Bacia (1969-2006)	50
Figura 26 – Variabilidade espacial da precipitação média anual na porção brasileira da BAP	51
Figura 27 – Ciclo Anual de Vazões (m ³ /s) nas estações fluviométricas de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)	52
Figura 28 – Ciclo Anual dos Deflúvios (mm/mês) nas estações fluviométricas de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)	52
Figura 29 – Variabilidade interanual das vazões em m ³ /s em Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)	54
Figura 30 – Variabilidade interanual dos deflúvios em mm/ano em Cáceres (66070004) e Amolar (66800000). 54	
Figura 31 – Envoltório das vazões médias mensais em Cáceres (66070004).....	55
Figura 32 – Envoltório das vazões médias mensais em Amolar (66800000)	55
Figura 33 – Histograma das vazões médias ocorridas nos períodos de recessão da estação fluviométrica de Cáceres (66070004), entre os anos de 1969 e 1997	57
Figura 34 – Hidrogramas no período de recessão dos anos de 1969, 1982 e 1986 na estação fluviométrica de Cáceres (66070004).....	57
Figura 35 – Curva-Chave da estação fluviométrica de Cáceres (66070004).....	58
Figura 36 – Seção Transversal do Rio Paraguai na estação fluviométrica de Cáceres	59
Figura 37 – Curva-Chave da estação fluviométrica de Amolar (66800000)	59
Figura 38 – Seção Transversal do Rio Paraguai na estação fluviométrica de Amolar	60
Figura 39 – Estações pluviométricas selecionadas nas bacias com exutórios em Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)	62
Figura 40 – Postos meteorológicos com dados de evapotranspiração potencial utilizados na modelagem: Cáceres, Diamantino e Cuiabá	65
Figura 41 – Evapotranspiração potencial média mensal de longo termo nos postos de Cáceres, Diamantino e Cuiabá	66
Figura 42 – Estrutura do Modelo 3RV2	68
Figura 43 – Movimento do simplex em um espaço de dois parâmetros	73
Figura 44 – Variação do armazenamento de água no solo na estação fluviométrica de Cáceres (66070004) no período 1969-2006	84
Figura 45 – Variação do armazenamento de água no solo na estação fluviométrica de Cáceres para PETCOEF variando de 1,3 a 1,5	84

Figura 46 – Variação do armazenamento de água no solo na estação fluviométrica de Amolar (66800000) nos períodos 1969-1987 e 1996-2006.....	85
Figura 47 – Variação do armazenamento de água no solo na estação fluviométrica de Amolar para PETCOEF variando de 1,2 a 1,4	85
Figura 48 – Análise do parâmetro m_1 do modelo 3RV2.....	86
Figura 49 – Análise dos valores de C_1 e C_2 , parâmetros do modelo 3R	88
Figura 50 – Análise de m_2 para $X_j = X_j^0$ na equação de percolação	89
Figura 51 – Diagrama esquemático dos arquivos de entrada e saída do modelo 3RV2	90
Figura 52 – Resultado da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 para a sub-bacia de Cáceres, período total (1969-1997).....	93
Figura 53 – Resultado da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 para a sub-bacia de Cáceres, detalhe do período 1969-1977	94
Figura 54 – Resultado da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 para a sub-bacia de Cáceres, detalhe do período 1978-1986	95
Figura 55 – Resultado da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 para a sub-bacia de Cáceres, detalhe do período 1987-1987	96
Figura 56 – Resultado da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 para a sub-bacia de Amolar, período total (1974-1985).....	97
Figura 57 – Gráficos das funções de sensibilidade dos parâmetros do modelo 3RV2 para as sub-bacias de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000).....	100
Figura 58 – Resultado da validação do modelo 3RV2 para Cáceres (1999-2006)	102
Figura 59 – Resultado da validação do modelo 3RV2 para Amolar (1996-2006).....	103
Figura 60 – Curva-chave da estação fluviométrica de Cáceres (66070004), em mm/pentad	104
Figura 61 – Curva-chave da estação fluviométrica de Amolar (66800000), em mm/pentad	105
Figura 62 – Séries de evapotranspiração: potencial (PET) e real estimada pelo modelo (AET), para as sub-bacias de Cáceres (figura A) e Amolar (figura B).....	106
Figura 63 – Relação Chuva-Deflúvio em Cáceres (A) e Amolar (B).....	108
Figura 64 – Composição do escoamento modelado em Cáceres (A) e Amolar (B)	109
Figura 65 – Gráfico de isolinhas das funções objetivo utilizadas para calibrar os parâmetros α_U e α_P do modelo dinâmico-estocástico na sub-bacia de Cáceres	113
Figura 66 – Gráfico de isolinhas das funções objetivo utilizadas para calibrar os parâmetros α_U e α_P do modelo dinâmico-estocástico na sub-bacia de Amolar	114
Figura 67 – Hidrogramas da sub-bacia de Cáceres: observado, calibrado pelo modelo 3RV2 e calibrado pelo modelo dinâmico-estocástico	115
Figura 68 – Hidrogramas da sub-bacia de Amolar: observado, calibrado pelo modelo 3RV2 e calibrado pelo modelo dinâmico-estocástico	116
Figura 69 – Resultados da validação do modelo dinâmico-estocástico para a sub-bacia de Cáceres.....	118
Figura 70 – Resultados da validação do modelo dinâmico-estocástico para a sub-bacia de Amolar	118

1. INTRODUÇÃO

A atual política de interiorização dos transportes no Brasil prioriza a exploração do potencial hidroviário, estimado atualmente em 42.000 km. O transporte hidroviário é muito eficiente para grandes volumes e distâncias, tendo impactos ambientais e custos inferiores aos demais modais (DNIT, 2013).

Nesse contexto, a Hidrovia Paraguai-Paraná (HPP) é um dos mais extensos e importantes eixos continentais de integração política, social e econômica da América do Sul, demandando melhoria das condições de navegabilidade para que essa hidrovia opere com os padrões exigidos de segurança e confiabilidade. A principal restrição operacional da HPP ocorre no período seco, quando há limitações de profundidade em alguns trechos críticos para o tráfego de embarcações de maior porte. As pequenas profundidades implicam na redução da capacidade de carga do comboio, aumentando o custo do frete das mercadorias. A eficiência e a confiabilidade da operação hidroviária requerem ações estruturais que garantam profundidades mínimas disponíveis no canal navegável em 90% do tempo relativo ao ano seco, definido para um tempo de recorrência $TR=10$ anos. Todavia, as ações não-estruturais de previsão das profundidades são necessárias para que se possa planejar o carregamento dos comboios, tanto para as situações de estiagem com risco superior a 10 anos, quanto para a operação hidroviária, enquanto as medidas estruturais não forem implementadas.

O conhecimento do regime hidrológico e do comportamento da bacia nas condições de águas baixas são necessários para a previsão de níveis nos trechos críticos durante a estiagem. Nesse trabalho foram coletadas tanto as informações publicadas, como foram realizados novos levantamentos de campo, para o desenvolvimento de um modelo hidrológico para a previsão dos níveis d'água ao longo da hidrovia. O foco do trabalho foi a implementação de um modelo dinâmico-estocástico robusto para a previsão de vazões e níveis. O modelo hidrológico dinâmico adotado é concentrado e realiza previsões com base na parametrização dos processos de evapotranspiração e percolação em grandes bacias. O componente estocástico, com o uso do Filtro de Kalman, consiste em um modelo de atualização de estados, que assimila as observações de vazão em tempo real, para minimizar os erros das previsões.

O domínio da HPP usado na modelagem compreende o trecho com 460 km de extensão, que se estende de Cáceres (MT), com área de drenagem de 32.393 km², a Amolar (MS), com 234.472 km². A previsão de vazões foi efetuada nestes dois postos fluviométricos (Cáceres e Amolar), que possuem séries de níveis e vazões plurianuais longas, e contemplou os seguintes aspectos:

(1) Implementação de modelo hidrológico conceitual, concentrado, formulado no espaço de estados, que simule os processos da fase bacia e da fase canal. Na fase bacia se destacam os processos de precipitação, infiltração, evapotranspiração e percolação na bacia. Na fase canal é simulado o processo de propagação no canal principal;

(2) Implementação de modelo estocástico para atualização dos estados, que são os armazenamentos no solo da bacia e na calha do rio, com assimilação das vazões monitoradas na estação fluviométrica na seção de jusante da bacia considerada;

(3) Calibração e validação do modelo hidrológico;

(4) Calibração e validação do modelo estocástico de atualização de estados (Filtro de Kalman).

Este trabalho visa responder às questões técnicas a seguir:

a) Quais são os índices de acerto das previsões de vazão, com horizontes de 5 dias?

b) Quanto a atualização de estados contribui para o acerto da previsão, relativamente ao modelo hidrológico sem atualização?

1.1 Objetivo Geral

O objetivo geral deste trabalho é aumentar a eficiência e a confiabilidade do transporte hidroviário em condições críticas de estiagem, através do aumento da precisão das previsões de vazões (níveis d'água) em hidrovias, com aplicação de um modelo dinâmico acoplado a um estimador estocástico (Filtro de Kalman).

A previsão dos níveis d'água, em conjunto com informações batimétricas detalhadas, permitem que se estime a submergência máxima do comboio, ou seja, o carregamento máximo para que a navegação prossiga nos trechos críticos.

1.2 Objetivos Específicos

As atividades desenvolvidas para atender ao objetivo geral desse estudo estão listadas a seguir:

(1) Coleta e análise de dados pluviométricos, fluviométricos e evaporimétricos;

(2) Implementação de um modelo hidrológico dinâmico (Modelo 3RV2) para previsão de vazões, com ênfase no período de estiagem, capaz de simular os fluxos de evapotranspiração e percolação em grandes bacias;

(3) Calibração e validação do modelo hidrológico dinâmico;

- (4) Estimativa dos erros de previsão, com o uso do modelo dinâmico, para horizontes temporais de 5 dias;
- (5) Implementação de um componente estocástico de atualização de estados (Filtro de Kalman), com assimilação das vazões observadas;
- (6) Calibração e validação do modelo dinâmico-estocástico;
- (7) Estimativa dos erros de previsão, com o uso do modelo dinâmico-estocástico, para horizontes temporais de 5 dias;

1.3 Justificativa

O Brasil tem um enorme potencial hidroviário ainda inexplorado e a consolidação desse modal é fundamental para o desenvolvimento e o progresso do país. A importância de se redefinir a matriz de transporte de cargas brasileira é notada quando a comparamos à matriz de transporte de países desenvolvidos, nos quais a contribuição dos modais rodoviário, ferroviário e aquaviário é bastante equilibrada (30% aproximadamente para cada modal), enquanto que no Brasil, o modal rodoviário representa 61% da movimentação de cargas, o ferroviário 21% e o aquaviário apenas 13% (CNT, 2013). Um serviço importante para o avanço da operação hidroviária é o monitoramento e a previsão de níveis e vazões nos rios, com o objetivo de otimizar o carregamento das embarcações (para atender condições mínimas de calado) e evitar acidentes.

Atualmente as hidrovias brasileiras se estendem por 8.500 km, sendo que as principais são: Madeira, Amazonas, Araguaia-Tocantins, Tapajós-Teles Pires, São Francisco, Parnaíba, Paraná-Tietê, Brasil-Uruguaí e Paraguai-Paraná. Os estados do Mato Grosso e do Mato Grosso do Sul são privilegiados quanto aos recursos hídricos, estando inseridos em duas bacias hidrográficas, a do Paraná e a do Paraguai, que formam o complexo hidroviário HPP.

A HPP inicia no município de Cáceres, no Mato Grosso, e termina em Nova Palmira, no Uruguai, se estendendo por 3.442 km e servindo a cinco países: Brasil, Bolívia, Paraguai, Argentina e Uruguai (Tabela 1, Figura 1). Sua área de influência representa cerca de 700.000 km² e atinge uma população de 25 milhões de habitantes. No estado do Mato Grosso, a hidrovia possui 485 km. No estado do Mato Grosso do Sul, a extensão é de 785 km, sendo que os 603 km a partir de Corumbá apresentam as melhores condições de navegabilidade (AHIPAR, 2013).

Tabela 1 – Distribuição dos trechos da Hidrovia do Paraguai-Paraná em cada país

Fonte: AHIPAR (2013)

Localização dos Trechos	Extensão (km)
Integralmente no Brasil	890
Divisa Brasil-Bolívia	48
Divisa Brasil-Paraguai	332
Integralmente no Paraguai	557
Divisa Paraguai-Argentina	375
Integralmente na Argentina	1.240
TOTAL	3.442

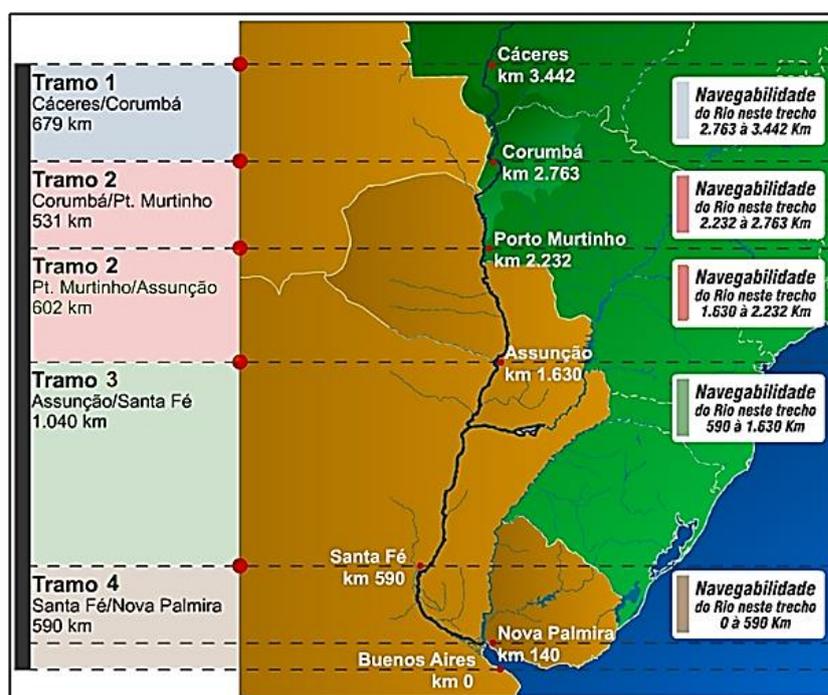


Figura 1 – Hidrovia Paraguai-Paraná

Fonte: Adaptado de AHIPAR (2013)

A área de influência do Rio Paraguai apresenta uma grande diversidade de riquezas naturais, como jazidas de minério de ferro e manganês no Maciço do Urucum no Brasil e em Mutum na Bolívia, e as jazidas de calcário em Corumbá e Vallemi. Também se ressalta a expressiva produção agropecuária, sobretudo soja em grão e farelo de soja, e a pecuária no Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. As hidrovias são alternativas vantajosas ao escoamento de produtos com menor valor agregado, principalmente os granéis.

No entanto, a navegação interior só pode ser competitiva e econômica quando realizada em um sistema operacional que se denomina comboio, constituído por um número elevado de barcaças empurradas e dirigidas por um rebocador (Figura 2). Esses comboios, para sua plena operação, dependem de regularizações nos cursos d'água e da eliminação de obstáculos existentes no leito, que possam colocar em risco os equipamentos.

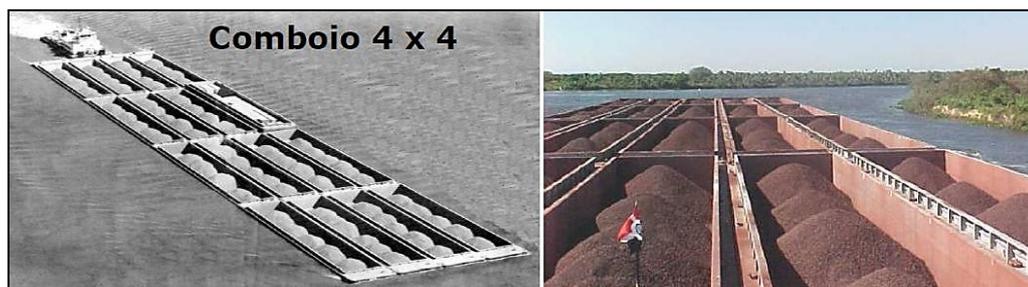


Figura 2 – Comboios-tipo da Hidrovia Paraguai-Paraná; trecho Corumbá-Assunção
Fonte: VALE (2009)

O conceito de hidrovia não coincide com o de via navegável, pois, do ponto de vista legal, a hidrovia é definida não exclusivamente em virtude da aptidão intrínseca em permitir o ato de navegar, mas em virtude de ato declaratório do Poder Público, que manifesta, assim, uma intenção, a deliberação atual e futura em mantê-la ou dotá-la de condições que possibilitem seu uso como infraestrutura de transporte. Mediante esse ato declaratório, a hidrovia passa a fazer parte da rede básica utilizada na simulação dos fluxos de carga atuais e futuros da matriz de transportes interiores adotada, bem como dos meios utilizados no exercício da atividade de transporte planejado (MINISTÉRIO DOS TRANSPORTES, 1989).

Nesse contexto, a implementação de um modelo hidrológico de previsão de vazões permitirá estabelecer as condições de contorno (hidrogramas) para outro modelo (hidrodinâmico) que poderá ser aplicado para analisar os níveis d'água disponíveis nos trechos críticos à navegação, consequentemente otimizando a operação da hidrovia. A melhoria da precisão das previsões poderá aumentar a eficiência e a confiabilidade do transporte de cargas, garantindo o tráfego seguro de embarcações durante todo o ano.

1.4 Organização

Este trabalho está organizado em seis capítulos, incluindo esta introdução. No Capítulo 2 é apresentada a revisão da literatura, abordando temas sobre modelagem hidrológica para previsões de níveis d'água e vazões, estimadores de atualização de estados e métricas para avaliação de acerto nas previsões. O Capítulo 3 descreve a área de estudo e os dados hidrológicos utilizados na modelagem. O Capítulo 4 descreve os principais métodos, que são o modelo hidrológico e o modelo estocástico para atualização de estados, bem como as estatísticas de erro das previsões. O Capítulo 5 apresenta a análise de resultados das calibrações e validações dos modelos hidrológico e estocástico, bem como os índices de acerto das previsões para horizontes de 5 dias. O Capítulo 6 apresenta as conclusões e recomendações para novos estudos. Ao final estão listadas as referências bibliográficas e os apêndices.

2. REVISÃO DE LITERATURA

A revisão de literatura foi organizada em cinco blocos. O primeiro descreve os processos morfológicos e hidrológicos que ocorrem em rios com grandes planícies de inundação. O segundo bloco apresenta alguns modelos de previsão de vazões aplicados na Bacia do Rio Paraguai. O terceiro bloco faz uma breve caracterização do Modelo Hidrológico 3R. No quarto bloco são revisados os conceitos do Filtro de Kalman e o funcionamento dos componentes estocásticos para atualização de estados com assimilação das observações em tempo real. No quinto bloco são revisadas as estatísticas usadas para avaliar os erros de previsão.

2.1 Processos em Rios com Grandes Planícies de Inundação

A planície de inundação corresponde à faixa de terreno relativamente plano margeando um curso d'água, sendo formada por sedimentos transportados pelo escoamento e inundada regularmente com o aumento do nível da água no rio (MANNING, 1997). A formação das planícies depende da declividade do terreno, tipo de solo, geologia, regime pluviométrico e hidrológico, os quais interagem entre si e influenciam o comportamento da bacia.

2.1.1 *Processos Morfológicos*

Os processos morfológicos de formação da planície de inundação podem ser resumidos em duas etapas: (1) a ocorrência de cheias periódicas faz com que sedimentos sejam transportados longitudinalmente e depositados no vale próximo ao canal; (2) a ocorrência de erosão na margem côncava e a deposição de sedimentos na margem convexa acarretam na migração lateral do meandro do rio, constituindo-se no principal mecanismo de formação da planície de inundação (MANNING, 1997).

Há processos morfológicos importantes de interação entre o canal natural do rio e a planície de inundação adjacente que causam mudanças na posição e na seção transversal do canal. Uma parte dos sedimentos depositados na planície fica próximo ao canal principal do rio, formando diques marginais. Nas cheias subsequentes, os diques de sedimento podem se romper, carreando água e sedimentos para a planície, o que favorece a formação de novos canais efêmeros (NOVO et al., 2008). Esse processo pode evoluir de tal forma que a água do canal original do rio, ao ser desviada para os novos canais efêmeros na planície, possa torná-los perenes.

Denomina-se de avulsão (ASSINE, 2005; NOVO et al., 2008) o processo de deposição de sedimentos na planície de inundação que acarreta no desvio do escoamento da calha principal do rio para a planície, com a criação de novos canais e o preenchimento de canais abandonados. No caso de rios aluviais que atravessam áreas bastante planas, a tendência é a ocorrência de extensas planícies de inundação, que podem alcançar larguras de vários quilômetros.

2.1.2 Processos Hidrológicos

Paz (2010) revisou os processos hidrológicos nos sistemas canais-planícies de inundação, com o objetivo de simular as cheias na Bacia do Alto Paraguai e representar o papel das planícies no amortecimento das cheias, sendo a principal referência dessa seção.

O canal principal e a planície de inundação drenam o escoamento superficial gerado na bacia hidrográfica. Durante a maior parte do tempo, predominam as estiagens e cheias moderadas, em que o escoamento fica limitado ao canal principal (Figura 3-a). Para as vazões baixas, o perímetro molhado é definido pelas margens do canal principal, e pequenas alterações no nível da água conduzem a pequenas mudanças na área molhada.

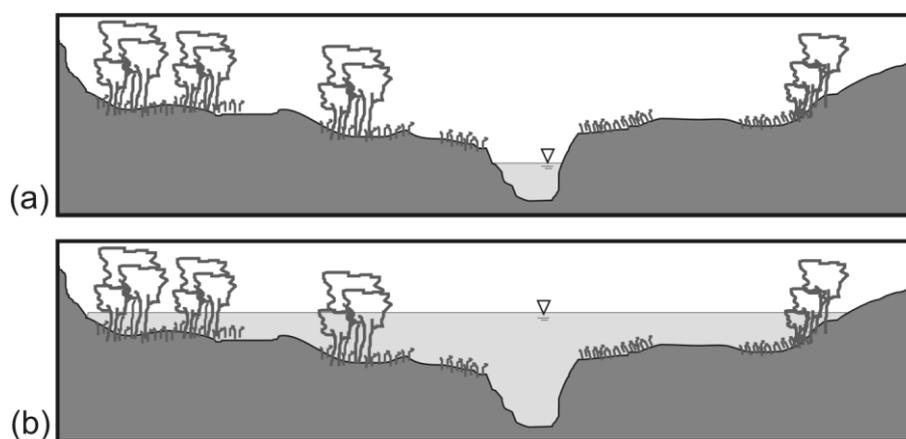


Figura 3 – Variação da seção transversal molhada em um canal com a planície de inundação: (a) no período de estiagem, com escoamento limitado ao canal principal; (b) no período de cheias, com o escoamento no canal e na planície

Fonte: PAZ (2010)

A Figura 3-b ilustra o escoamento em um canal com planície de inundação durante eventos de cheia de grande intensidade, quando o nível da água sobe acima das margens do canal principal, causando o extravasamento do escoamento para a planície. A planície passa a atuar tanto como área de armazenamento temporário da cheia, quanto para o escoamento com

velocidades menores do que no canal principal. Pequenos acréscimos na subida do nível da água produzem grandes aumentos na área da seção transversal molhada e também na área da planície inundada.

Sob o ponto de vista da mecânica dos fluidos (STEWART et al., 1999), a planície de inundação constitui os contornos de escoamentos turbulentos, sujeita a mecanismos complexos de: (1) turbulência, (2) desenvolvimento de tensões de cisalhamento, (3) transferência de água do canal para a planície na cheia e (4) transferência da água da planície para o canal principal nas estiagens.

Enquanto confinado ao canal principal, o escoamento é predominantemente unidimensional na direção do curso d'água. A partir do extravasamento para a planície, a complexidade do escoamento aumenta significativamente (CUNGE et al., 1980). Processos tridimensionais começam a se tornar importantes, principalmente na interação canal-planície de inundação.

A planície de inundação apresenta rugosidade e topografia complexas relativamente ao canal principal. Com a inundação da planície, surgem gradientes de velocidade entre os fluxos no canal principal (maior velocidade) e na planície (menor velocidade). O escoamento mais lento na planície retarda o escoamento mais rápido no canal, produzindo tensões de cisalhamento no trecho longitudinal entre canal e planície (KNIGHT, 1989).

A interação canal-planície ocorre sob a forma de turbulência e fluxos secundários, com transferência de quantidade de movimento entre canal e planície e perda de energia (KNIGHT; SHIONO, 1996; VILLANUEVA, 1998). A presença de vegetação e rochas na margem do canal torna os processos hidráulicos da interação ainda mais complexos.

Em escala maior, o efeito da interação canal-planície pode ser visto como um fator de retardamento e amortecimento do fluxo. Esse efeito é adicional à resistência ao escoamento imposta pelos obstáculos presentes na planície, como rochas, vegetação e as próprias feições topográficas do terreno. Além disso, a inundação da planície interfere no escoamento sob outras duas formas principais: (1) produz um significativo armazenamento temporário e (2) altera ou cria novas trajetórias para o escoamento (Figura 4-b a Figura 4-e) (PAZ, 2010).

Um processo muito importante para a previsão de níveis d'água em condições de estiagens é o retorno do volume armazenado nas planícies para o canal principal do rio. A Figura 4-e e Figura 4-f ilustram o processo em que a água extravasada do canal pode ficar armazenada temporariamente na planície, retornando à calha principal à medida que o nível da água baixa. As depressões no terreno e os lagos marginais contribuem para que parte da água extravasada não retorne imediatamente para o canal (Figura 4-f). Em alguns casos, esse volume

armazenado é perdido apenas por evapotranspiração e infiltração no solo, podendo retornar ao canal por fluxos sub-superficial e subterrâneo. Os ciclos de cheia-estiagem renovam esse processo anualmente, mas com significativa variabilidade interanual (PAZ, 2010).

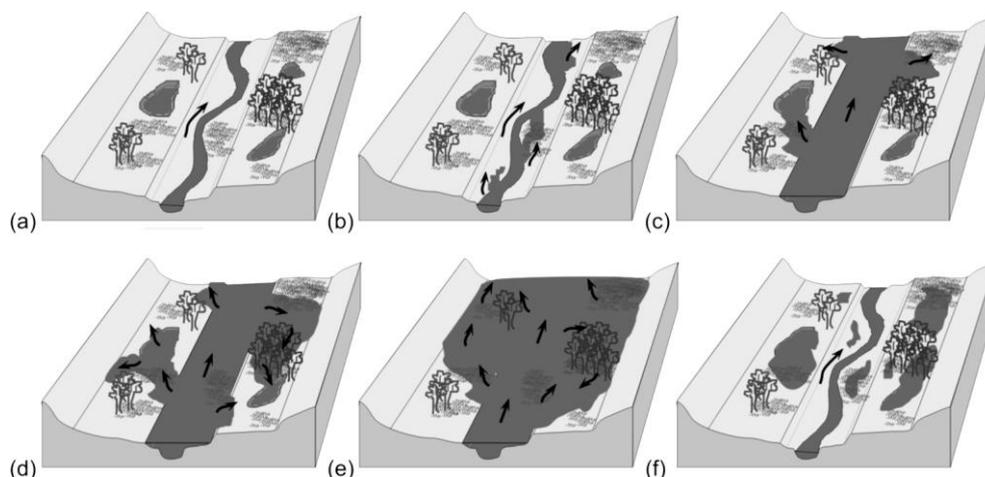


Figura 4 – Diferentes etapas da inundação sobre a planície: (a) escoamento restrito à calha principal do rio, com água armazenada em lagoas da planície decorrentes de cheia anterior, chuva local ou água subterrânea; (b) Início do extravasamento da calha; (c), (d) Extravasamento da calha inunda a planície, alcançando lagoas e seguindo fluxos independentes do escoamento principal na calha; (e) Inundação ocorrendo sobre toda a planície e interagindo com a calha do rio ao longo de toda sua extensão; (f) Após passagem da cheia, acréscimo do volume armazenado na planície em relação à situação inicial

Fonte: PAZ (2010)

A inundação da planície também acarreta alterações na trajetória do escoamento. Seja, por exemplo, o caso de um trecho de rio com meandros no canal principal e uma planície de forma mais uniforme e plana. Durante a estiagem, o fluxo segue estritamente o curso sinuoso do canal. Com a inundação, o escoamento passa a não respeitar o traçado do canal e segue de forma predominante em sentido mais retilíneo, encurtando sua trajetória. Entretanto, é mais comum que a inundação não ocupe toda a planície, e a água extravasada do canal encontre caminhos preferenciais de escoamento (CUNGE et al., 1980). Surgem então fluxos independentes do escoamento principal no canal, como ilustrado na Figura 4.

Os caminhos preferenciais de escoamento ao longo da planície podem conduzir a água de volta ao canal em pontos mais a jusante ou a lagoas e depressões mais distantes do canal. Em regiões bastante planas, o escoamento pode seguir sobre a planície e alcançar diretamente o corpo d'água receptor da bacia, sem passar pela seção do canal que representa seu exutório. Isso é comum, por exemplo, durante a cheia no Pantanal, quando a água extravasada do canal principal dos afluentes do Rio Paraguai segue pela planície até alcançar diretamente o referido rio.

O transbordamento de água do canal para a planície, com o aumento da área da seção transversal, efeitos de armazenamento e surgimento de fluxos independentes, governa a propagação da onda de cheia ao longo do rio. A planície de inundação tende a retardar e amortecer a cheia, o que pode ser verificado com a comparação dos hidrogramas nas seções a montante e a jusante de um trecho onde ocorre inundação da planície (PAZ, 2010).

A Figura 5 ilustra os hidrogramas dos postos fluviométricos de Aquidauana (15.700 km²) e Porto Ciriaco (17.200 km²), no Pantanal, distantes entre si por aproximadamente 220 km. Observa-se que o amortecimento da cheia foi tão intenso que o hidrograma de Porto Ciriaco (jusante) teve seu pico praticamente eliminado.

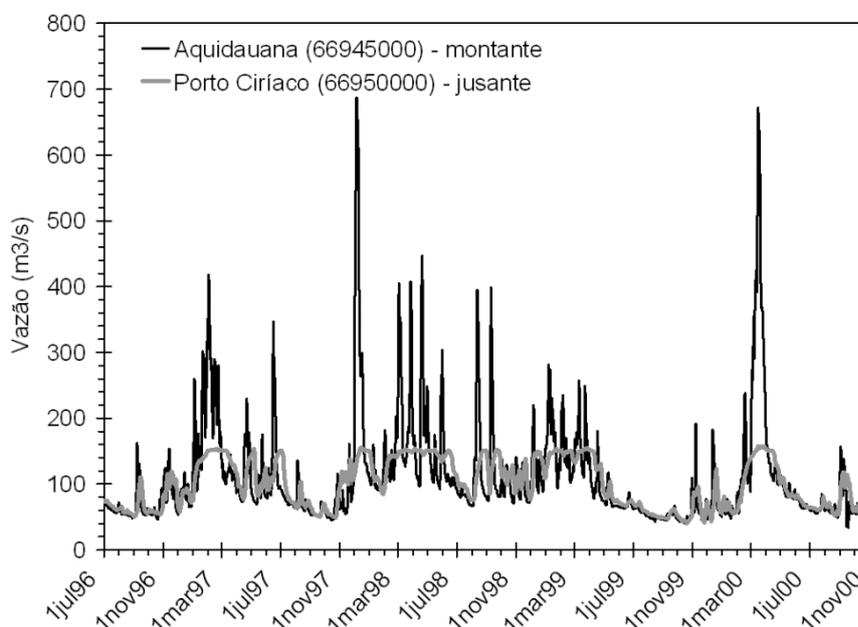


Figura 5 – Hidrogramas em Aquidauana (montante) e Porto Ciriaco (jusante) no Rio Aquidauana, afluente do Rio Miranda, o qual é afluente do Rio Paraguai

Fonte: PAZ (2010)

2.2 Previsão Hidrológica no Rio Paraguai

O Rio Paraguai é o principal canal de drenagem do Pantanal. Boa parte da água da chuva captada na Bacia do Alto Paraguai é transportada por gravidade à planície inundável até a foz do Rio Apa. Desde 1900, a Marinha do Brasil registra diariamente os níveis do Rio Paraguai em Ladário/MS (Código ANA: 66825000). Essa base de dados é a mais antiga e completa e tem auxiliado sobremaneira na compreensão da dinâmica hidrológica do Pantanal (BERGIER, 2009).

A variabilidade interanual no balanço hídrico da Bacia do Rio Paraguai é induzida

por forçantes climáticas globais e regionais, que produzem grande variabilidade nos níveis anuais máximo ($h_{máx}$) e mínimo ($h_{mín}$) do rio em Ladário (GALDINO; CLARKE, 1995, 1997; GALDINO, 2001). Essa variabilidade (mais de 3,0 m) tem sido estudada com o uso de modelos hidrológicos estatísticos e determinísticos.

2.2.1 Modelos Estatísticos

A Embrapa do Pantanal (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Centro de Pesquisa Agropecuária do Pantanal) é uma instituição bastante engajada no desenvolvimento de pesquisas atreladas ao entendimento dos fenômenos naturais que ocorrem na planície pantaneira.

Na primeira década dos anos 2000, a Embrapa desenvolveu um modelo estatístico de previsões denominado MODELAD (Modelo para previsão do nível do Rio Paraguai em Ladário) (BERGIER, 2008, 2009), utilizado para projetar a data e a magnitude dos níveis máximos e mínimos anuais na régua linimétrica de Ladário (66825000). O monitoramento de níveis nesta régua é realizado pela Capitania Fluvial do Pantanal, através do 6º Distrito Naval da Marinha. Os dados históricos podem ser acessados pelo sistema Hidroweb, na página eletrônica da Agência Nacional de Águas (www.ana.gov.br).

A seguir são descritas as premissas e alguns resultados deste modelo com base nas observações de Bergier (2009). A análise se restringe à aplicação do MODELAD para as projeções dos níveis mínimos, cuja importância se dá no sentido aumentar a previsibilidade da navegação turística e cultural, do transporte de cargas, da captação de água para o abastecimento humano, bem como indicar condições favoráveis ou adversas no que diz respeito à disponibilidade hídrica na planície de inundação do Rio Paraguai na fase de vazante do pulso de inundação.

Entre os anos de 1900 e 2006, a diferença média ($h_{máx} - h_{mín}$) ou a amplitude média do pulso anual de inundação foi de $3,13 \pm 0,90$ metros, com coeficiente de variação igual a 29%. Portanto, a capacidade de previsão da magnitude do nível mínimo a partir do nível máximo do mesmo ano não será superior a 71%. Algo similar pode ser estabelecido em relação à projeção da data de ocorrência do nível mínimo ($t_{mín}$, em dias do ano) em função do nível máximo $h_{máx}$ (Figura 6), mas não em função da data de ocorrência do nível máximo do rio ou $t_{máx}$ ($R^2 = 0,001$). Projeções de $h_{mín}$ e $t_{mín}$ a partir de equações de primeira ordem com $h_{máx}$ como variável independente apresentam incertezas da ordem de 32% e 40%, respectivamente (Figura 6) (BERGIER, 2009).

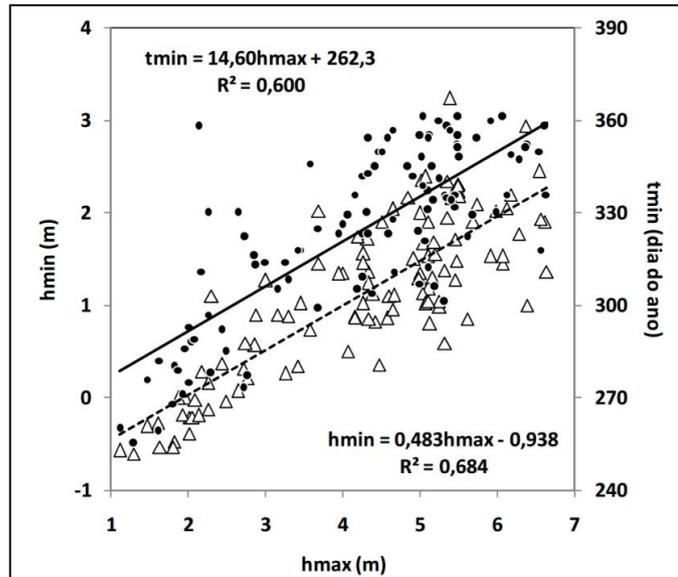


Figura 6 – Regressão linear do nível mínimo anual, h_{\min} , (Δ , linha tracejada) e data de ocorrência do nível mínimo anual, t_{\min} , (\bullet , linha sólida) do Rio Paraguai em Ladário (66825000) em função do nível máximo anual h_{\max}

Fonte: Bergier (2009)

A capacidade em prever a data e a magnitude do nível mínimo pode ser substancialmente otimizada também se fundamentando na persistência (mudança lenta e gradual ou baixa volatilidade) do nível do rio (valores de $h(t)$ no último dia de cada mês) na escala de observação de poucos meses (BERGIER, 2008). A partir dessa abordagem, demonstra-se que a incerteza do modelo linear é substancialmente reduzida ao se utilizar o valor da altura h do rio no tempo t , isto é, usa-se $h(t)$ ao invés de h_{\max} na projeção de h_{\min} .

A previsão de h_{\min} a partir de h_{\max} produz resultados adequados por conta dos processos físicos que regem a sua magnitude e data de ocorrência. Por um lado, o nível mínimo depende das chuvas captadas na bacia (daí sua relação com h_{\max}), por outro lado, há influência da evaporação e evapotranspiração na planície de inundação no período seco. Assim, espera-se que o uso da variável $h(t)$ aumente a acurácia da previsão, que depende das perdas de água na planície de inundação, incluindo os escoamentos superficial e subterrâneo.

Bergier (2009) analisou a precisão das previsões de h_{\min} e t_{\min} com base nas variáveis independentes: $h(t)_{\text{agosto}}$, $h(t)_{\text{setembro}}$, $h(t)_{\text{outubro}}$. Os meses de $h(t)$ foram definidos a partir da análise do histograma de frequência mensal de t_{\min} durante o período 1900-2006 (Figura 7).

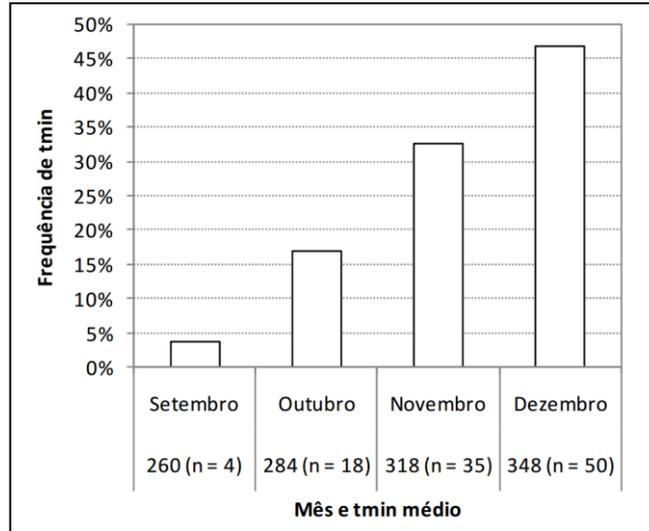


Figura 7 – Frequência mensal da ocorrência do nível mínimo (t_{\min}) do Rio Paraguai em Ladário (t_{\min} =dias julianos e n =número de eventos mínimos ocorridos no mês)
Fonte: Bergier (2009)

A Figura 8 ilustra as regressões lineares de h_{\min} a partir de $h(t)$ para os meses de agosto, setembro e outubro. A análise dos resultados sugere que a adoção da variável independente $h(t)$ reduz as incertezas em relação ao uso de h_{\max} . A maior precisão foi encontrada na previsão realizada em outubro ($R^2 = 0,89$, Figura 8-c), principalmente pelo fato de que 96% dos casos de nível mínimo ocorreram em outubro, novembro e dezembro. As médias dos módulos dos erros, $|\text{observado-esperado}|$, são respectivamente 0,32, 0,28 e 0,22 metros para $h_{\min1}$ (agosto), $h_{\min2}$ (setembro) e $h_{\min3}$ (outubro) (Figura 9).

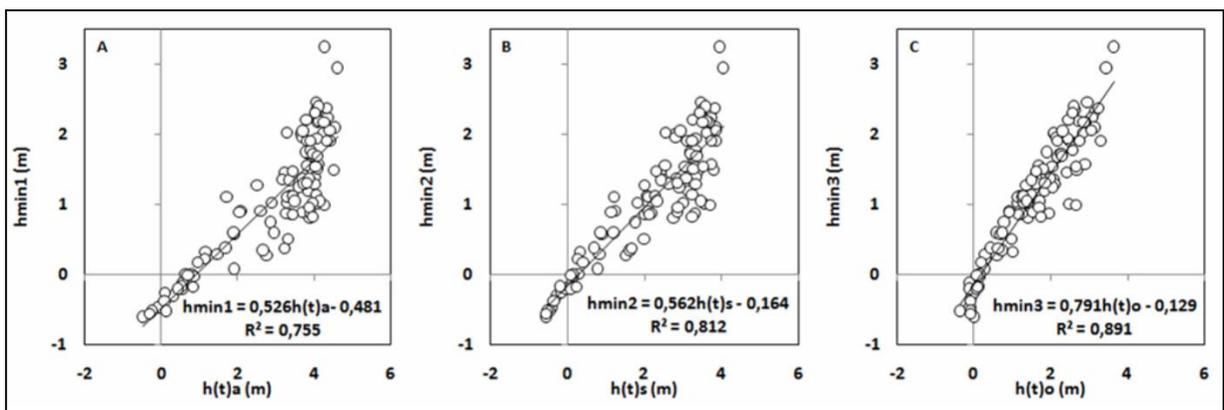


Figura 8 – Regressões lineares entre h_{\min} e $h(t)$. Painel A: $h_{\min1} \times h(t)_a$ em agosto. Painel B: $h_{\min2} \times h(t)_s$ em setembro. Painel C: $h_{\min3} \times h(t)_o$ em outubro
Fonte: Bergier (2009)

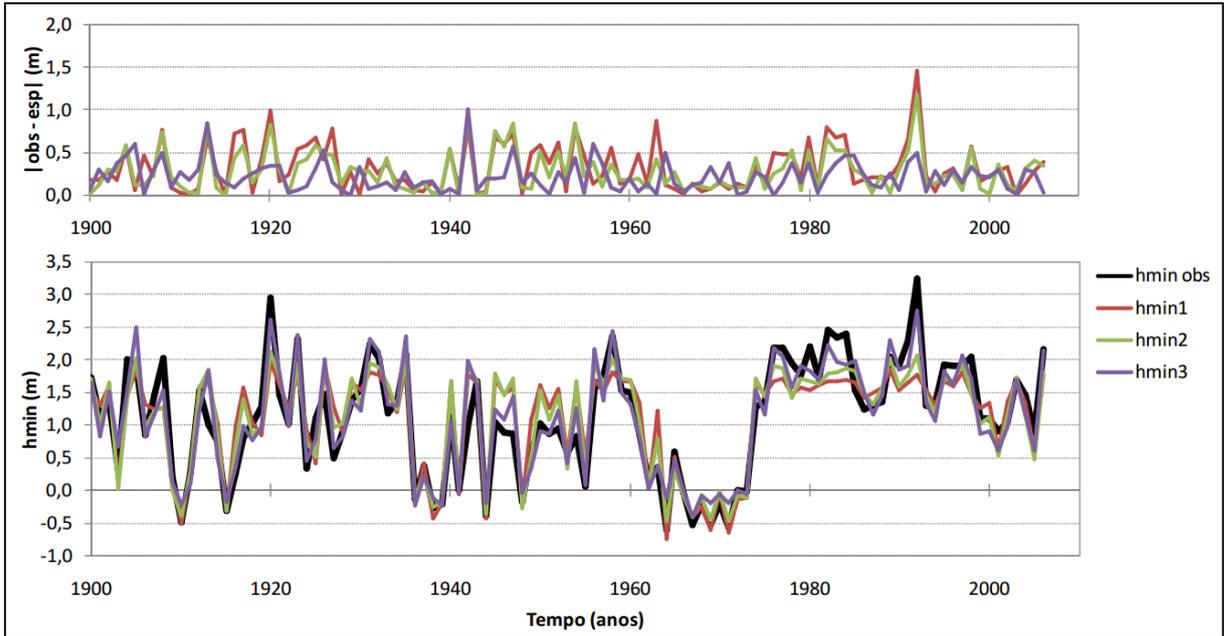


Figura 9 – Hindcast (1900-2006) de h_{\min} em função de $h(t)$ (agosto= $h_{\min1}$ em vermelho, setembro= $h_{\min2}$ em verde e outubro $h_{\min3}$ em roxo). Valores observados são representados em preto. O painel superior refere-se ao módulo da diferença ($obs-esp$) entre os valores observados e esperados do MODELAD

Fonte: Bergier (2009)

A melhor previsão da data de ocorrência do nível mínimo foi realizada através de $h(t)$ agosto ($R^2 = 0,68$, Figura 10-a), com dispersão semelhante à da previsão em função de h_{\max} ($R^2 = 0,60$, Figura 6), demonstrando que as projeções de t_{\min} têm maior acerto quando realizadas com maior antecedência. Os erros médios para $t_{\min1}$, $t_{\min2}$ e $t_{\min3}$ foram, respectivamente, 11,8, 11,7 e 14,2 dias (Figura 11).

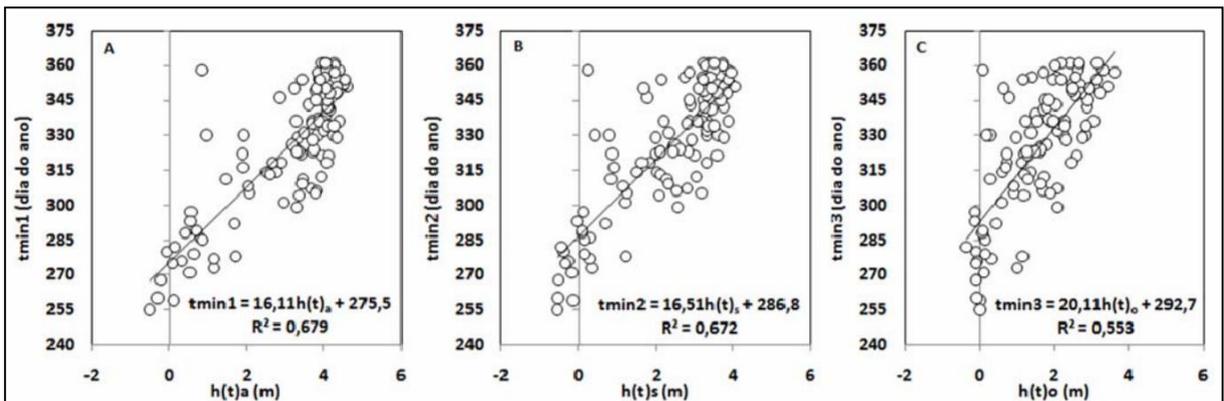


Figura 10 – Análises lineares de regressão entre o dia de ocorrência do nível mínimo t_{\min} e $h(t)$ em agosto (A, $t_{\min1}$ x $h(t)_a$), setembro (B, $t_{\min2}$ x $h(t)_s$) e outubro (C, $t_{\min3}$ x $h(t)_o$)

Fonte: Bergier (2009)

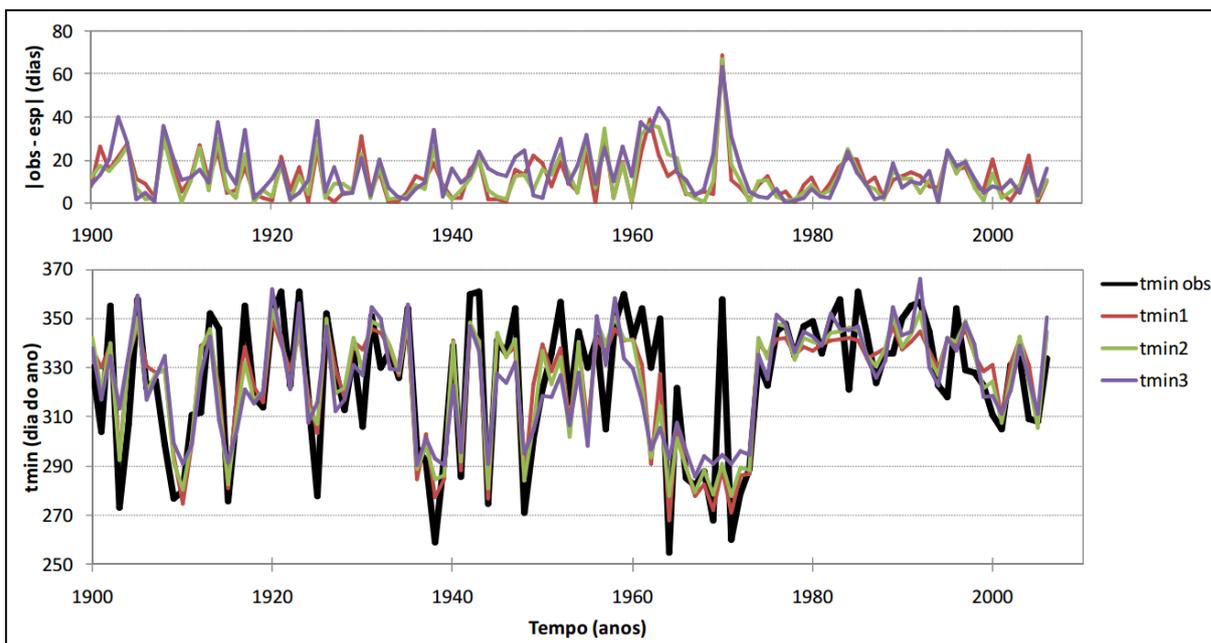


Figura 11 – Avaliação do desempenho dos modelos lineares de previsão de t_{min} em função de $h(t)$ em agosto (t_{min1} em vermelho), setembro (t_{min2} em verde) e outubro (t_{min3} em roxo). Valores observados são representados em preto. O painel superior refere-se ao módulo da diferença ($|obs-esp|$) entre os valores observados e esperados do MODELAD

Fonte: Bergier (2009)

Em resumo, o MODELAD constitui-se como ferramenta estatística de projeção da magnitude (h_{min}) e data de ocorrência (t_{min}) de níveis mínimos anuais do Rio Paraguai em Ladário com base na série histórica de medições. Observou-se que as melhores estimativas são:

- Determinação da magnitude do nível mínimo (h_{min}) a partir do nível em outubro ($h(t)o$), com precisão de ± 22 cm;
- Determinação da data de ocorrência (t_{min}) do nível mínimo a partir do nível em agosto ($h(t)a$), com precisão de ± 12 dias.

Outro modelo estatístico de previsão de níveis mínimos do Rio Paraguai em Ladário foi apresentado por Galdino (2001). Este modelo foi denominado “Método Probabilístico de Previsão dos Níveis Mínimos” e baseia-se na comparação dos níveis atuais com os registros de anos anteriores, para o mesmo período do ano, levando-se em consideração o que se sucedeu nos dias seguintes (nível mínimo anual).

O método estabeleceu probabilidades de ocorrência de níveis mínimos iguais ou inferiores a 2 m, 1,5 m, 1 m, 0,5 m e 0 m, a partir do nível medido do Rio Paraguai, em Ladário, nos dias 1º, 11º e 21º, dos meses de agosto a dezembro. A série histórica analisada foi de 1900 a 1998. O mês de ocorrência dos níveis mínimos também foi avaliado estatisticamente. Os resultados obtidos foram bons, considerando-se a antecedência das previsões (GALDINO, 2001).

2.2.2 Modelos Dinâmicos

Neste estudo, denominam-se modelos dinâmicos, os modelos determinísticos conceituais dos processos hidrológicos (chuva-vazão-propagação). Esta seção apresenta alguns estudos anteriores onde foram aplicados modelos dinâmicos para simular o escoamento na Bacia do Alto Paraguai (BAP).

Pfafstetter (1993) relata que na década de 60 o DNOS (Departamento Nacional de Obras de Saneamento, extinto em 1990) desenvolveu no Pantanal um sistema de previsões que utilizou um modelo tipo SSARR (*Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation*), desenvolvido pelo *U. S. Army Corps of Engineers*, com três módulos. No Pantanal foi utilizado apenas o módulo de escoamento para rios e reservatórios, não sendo aplicados os módulos chuva-vazão e de regularização de reservatórios.

No projeto EDIBAP (MINISTÉRIO DO INTERIOR, 1979), foi desenvolvido um estudo de modelagem da BAP constituído por duas partes: (i) aplicação do modelo Muskingum-Cunge para a propagação do escoamento nas sub-bacias do Planalto; (ii) aplicação do modelo SSARR ao Pantanal. No Pantanal, a contribuição lateral foi calculada com base na integração de volumes obtidos a partir de dados observados (ALLASIA, 2007).

Um estudo mais recente desenvolvido em Tucci *et al.* (2005) e posteriormente incrementado em Allasia (2007) e Paz *et al.* (2010) abrangeu toda a extensão do Pantanal. Nesse estudo, toda a região da BAP foi simulada com um sistema que acoplava um modelo hidrológico distribuído (modelo MGB-IPH), um modelo hidrodinâmico 1D (modelo HEC-RAS) e células de armazenamento na planície.

A região do Planalto foi simulada em Tucci *et al.* (2005) com o modelo MGB-IPH, que possui o módulo de propagação de vazões do tipo Muskingum-Cunge. Na região do Pantanal, tal modelo foi aplicado para gerar as contribuições laterais que foram utilizadas em um modelo hidrodinâmico 1D aplicado à rede de drenagem, na qual foram representados o Rio Paraguai e todos os seus principais tributários. Como condições de contorno a montante do modelo 1D, foram consideradas as vazões geradas pelo modelo MGB-IPH no Planalto. Células de armazenamento conectadas aos rios no Pantanal foram utilizadas para armazenar o volume de água durante as cheias e simular o retardo e amortecimento do escoamento.

Buscando incrementar o estudo desenvolvido por Tucci *et al.* (2005), Paz *et al.* (2010) reformularam as seções transversais fornecidas como entrada no modelo hidrodinâmico a partir de novos dados, fazendo uma composição com valores de elevação do terreno obtidos do MDE do SRTM. Além disso, tais autores revisaram o comportamento das lagoas de

armazenamento na planície e o ajuste do modelo.

Paz (2010) desenvolveu para a bacia do Paraguai um sistema denominado SIRIPLAN, capaz de simular a transferência de água entre o canal principal e a planície de inundação. A Figura 12 ilustra um esquema do sistema de modelagem em que foram combinados um modelo de escoamento 1D (modelo IPH4; TUCCI, 1978) para o canal principal, um modelo tipo *raster* para a simulação da inundação da planície, e um módulo específico para representar o balanço hídrico vertical na planície (precipitação, evapotranspiração e infiltração). As condições de contorno do modelo 1D (contribuições de bacias a montante) foram estabelecidas a partir de dados observados ou de simulações do modelo hidrológico chuva-vazão MGB-IPH.

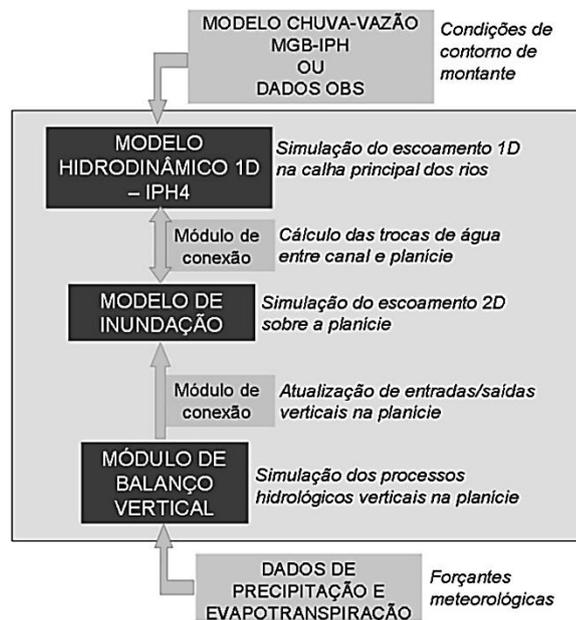


Figura 12 – Esquema do sistema SIRIPLAN de modelagem distribuída para rios com planície de inundação

Fonte: PAZ (2010)

O SIRIPLAN inclui um módulo de conexão para fazer as trocas de vazão entre o canal principal e a planície de inundação. Enquanto o nível da água está baixo, o escoamento permanece confinado ao canal principal e o modelo 1D propaga as vazões ao longo da rede de canais. Quando o nível da água sobe, com o transbordamento de água do canal para a planície, os elementos do modelo *raster* conectados ao canal são inundados. Paralelamente, o módulo de balanço vertical simula a entrada de água na planície por meio de precipitação e a perda de água através de evapotranspiração. O acúmulo de água decorrente do balanço vertical também inunda os elementos da planície. O escoamento na planície é simulado pelo modelo *raster*, em função da elevação do terreno e da diferença de níveis de água entre os elementos (PAZ, 2010).

A Figura 13 ilustra a forma de discretização da planície de inundação e os fluxos entre elementos vizinhos. As transferências de vazão são representadas nas interfaces do elemento, enquanto o nível da água é representado no seu centro. A Figura 14 ilustra o domínio da BAP que Paz (2010) modelou, incluindo o Rio Paraguai de Cáceres até a foz do Rio Apa e seus afluentes: Jauru, Cuiabá, São Lourenço, Piquiri, Taquari, Negro, Miranda e Aquidauana.

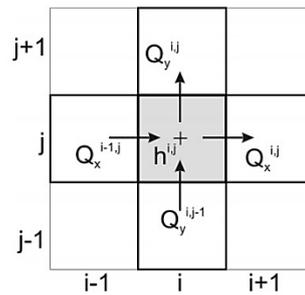


Figura 13 – Representação da discretização da planície e da transferência de vazões entre um elemento (i,j) do modelo *raster* e seus quatro vizinhos

Fonte: PAZ (2010)

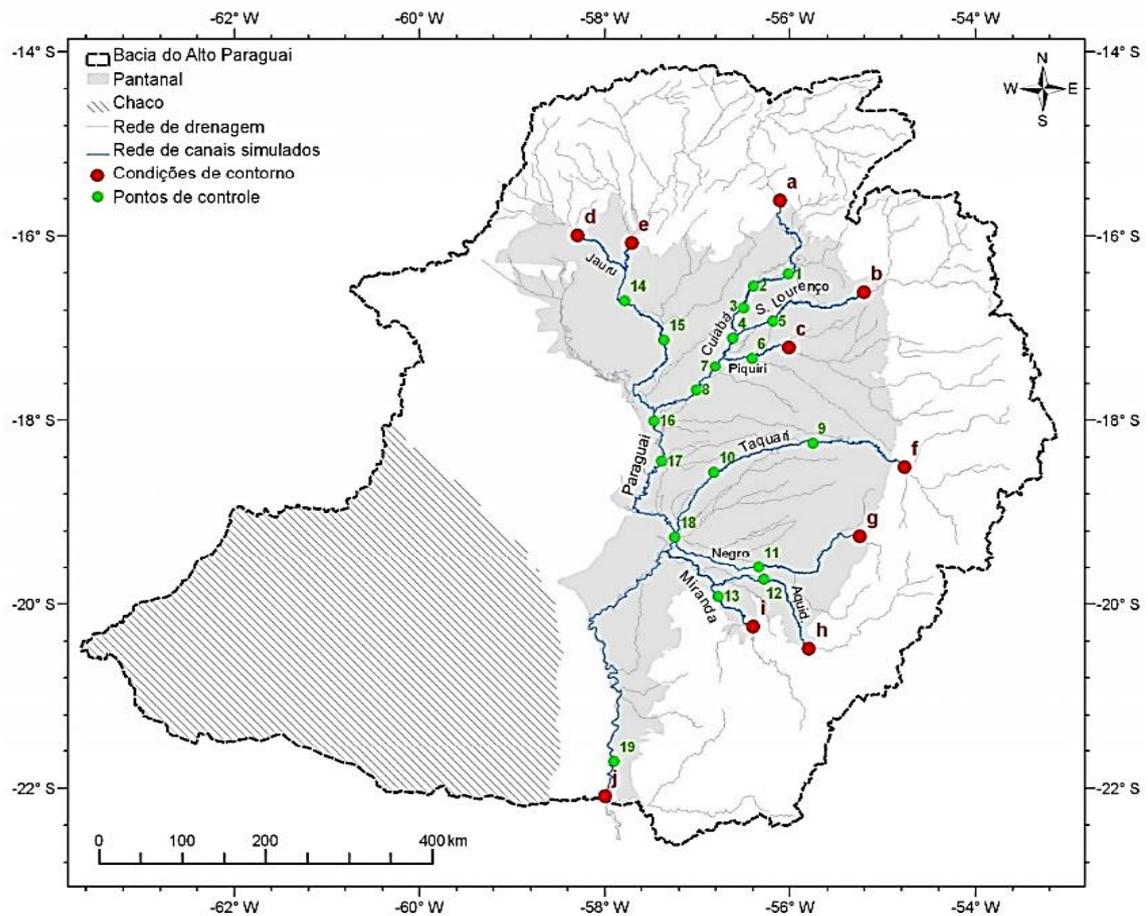


Figura 14 – Rede de drenagem representada no modelo 1D com indicação das condições de contorno, pontos de controle e bacias contribuintes do Planalto

Fonte: PAZ (2010)

O trecho modelado do Rio Paraguai entre Cáceres e a foz do rio Apa se estende por 1270 km. Nessa extensão há 6 postos fluviométricos com observações de vazão que serviram tanto para o ajuste quanto para a validação do modelo.

O posto fluviométrico de Amolar (66800000) está localizado cerca de 22 km a jusante da afluição do rio Cuiabá e seu hidrograma indica vazões de pico de até 2000 m³/s. O ajuste do modelo MGB-IPH no posto de Amolar foi satisfatório, com erro médio quadrático de 180 m³/s e erro de volume de aproximadamente 6,3%. Outros índices de acerto observados foram: NS = 0,67, NSlog = 0,72 e R = 0,88. Houve deficiência no modelo em reproduzir as vazões de pico e tendência de superestimar as vazões de recessão (Figura 15).

Foram simulados os aportes de água da planície para a calha principal e observou-se que durante as cheias, no período de junho a julho, ocorreram os maiores aportes, com vazões de pico variando entre 100 e 330 m³/s, mantendo-se no restante do tempo com taxas menores, mas sempre superiores a 30 m³/s. Paz (2010) concluiu, a partir das simulações, que o aporte de água da planície para o canal predominou em todo o trecho entre a afluição do Rio Cuiabá e a estação de Amolar, não tendo ocorrido perdas de água do canal para a planície no período simulado (1996-2006).

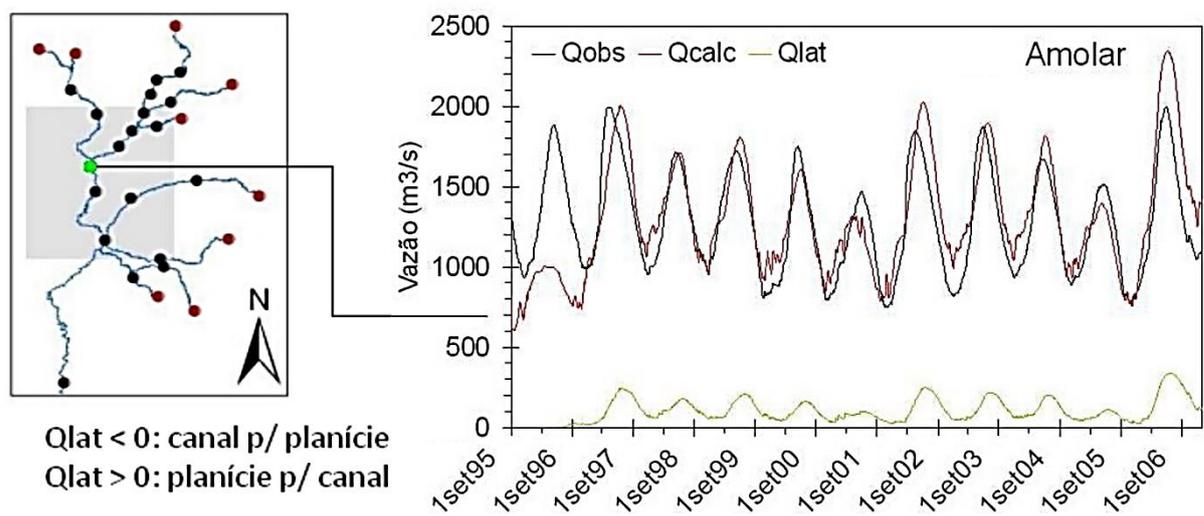


Figura 15 – Hidrogramas observado e modelado na estação de Amolar (66800000), no Rio Paraguai (Qlat é a vazão lateral de transferência planície-canal ao longo do trecho)

Fonte: PAZ (2010)

O modelo apresentou deficiência na reprodução do cotograma de Amolar. A amplitude de variação dos níveis d'água calculados foi bem inferior à amplitude dos dados observados, ocorrendo subestimativa dos valores máximos durante as cheias e superestimativa dos valores mínimos durante os períodos de vazões baixas (Figura 16). A diferença nos valores máximos

calculados em relação aos observados foi de até 0,7 m nos picos das cheias (subestimativa) e de 1,0 m no período de vazões baixas (PAZ, 2010).

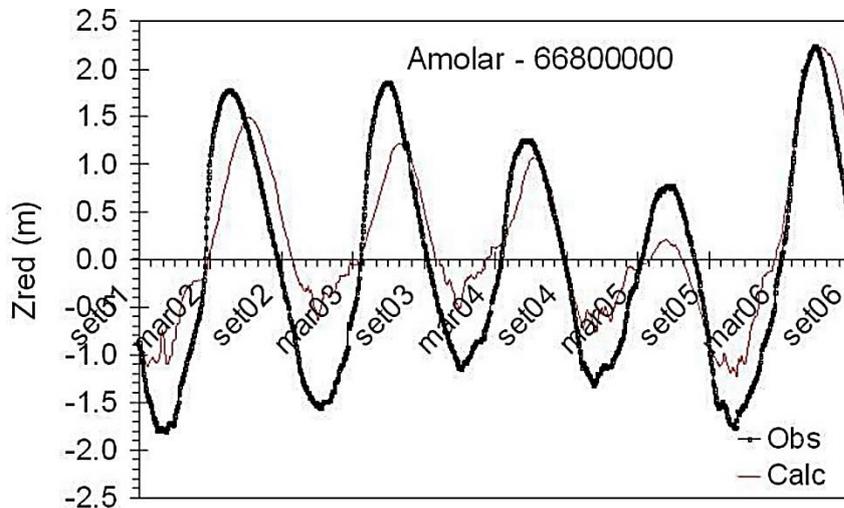


Figura 16 – Cotograma do nível padronizado ($Z_{red} = Z_{obs} - Z_{m\u00e9dio}$) observados e calculados em Amolar (66800000)

Fonte: PAZ (2010)

Visando avaliar a influência dos processos verticais na planície sobre os resultados do sistema de modelagem desenvolvido, Paz (2010) simulou o cenário $P=ET=0$, que representa a situação simplificada de não consideração de processos verticais na modelagem da planície. Nesse cenário, em cada elemento da planície, o acúmulo ou perda de água ocorreu apenas devido às trocas laterais com elementos vizinhos e com o canal principal (para o caso dos elementos com conexão direta planície-canal).

A desconsideração dos processos verticais na planície praticamente não alterou a subida e os picos do hidrograma (Figura 17). Isso mostra a importância da simulação da planície na reprodução das cheias devido ao escoamento da água extravasada dos próprios canais. O acúmulo de água devido ao balanço entre precipitação e evapotranspiração na planície mostrou pouca ou nenhuma contribuição às vazões dos rios durante as cheias (PAZ, 2010).

Na época de estiagem, entretanto, o predomínio da evapotranspiração sobre a precipitação foi importante para diminuir o aporte de água que escoou pela planície. As vazões simuladas no período de estiagem para o cenário $P=ET=0$ (ou seja, desprezando o balanço vertical) foram até 30% maiores do que as observadas, sendo que para navegação é fundamental que se simule com precisão as vazões e níveis em períodos críticos de estiagem.

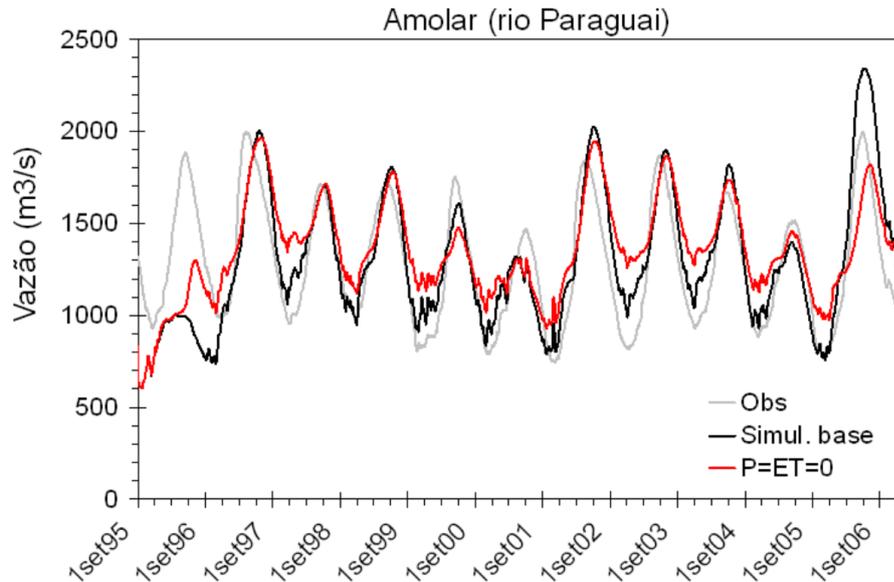


Figura 17 – Hidrograma observado e calculado em Amolar (66800000) no cenário sem balanço vertical na planície ($P=ET=0$)

Fonte: PAZ (2010)

2.3 Modelo Hidrológico Dinâmico-Estocástico 3R

No modelo 3R, a vazão calculada em uma determinada seção do corpo d'água é obtida com a aplicação de equações parametrizadas que usam como dados de entrada: a precipitação média na bacia, a evapotranspiração média na bacia e a série de vazões afluentes observadas em uma seção de montante.

O modelo hidrológico dinâmico-estocástico a ser utilizado neste estudo é uma adaptação do modelo 3R com atualização de estados. Krauskopf Neto *et al.* (2007a, 2007b) descrevem o modelo completo em dois artigos, onde foi utilizada resolução temporal diária. No presente trabalho, a resolução temporal será de 5 dias (pentad).

O modelo 3R é uma adaptação do modelo de Sacramento (BURNASH *et al.*, 1973). No modelo Sacramento, o solo é dividido em duas camadas, a superior e a inferior, sendo que cada uma apresenta subcamadas modeladas por reservatórios não lineares. O modelo 3R representa o solo em duas camadas, cada qual representada por um reservatório não-linear, e utiliza uma única cascata de reservatórios não lineares para representar o processo de laminação do escoamento superficial e a propagação em canal das contribuições de montante. Com essas modificações, a complexidade do modelo é reduzida e é possível acoplar o estimador dinâmico-estocástico, desenvolvido por Guetter e Georgakakos (1997), para realizar a atualização de estados em tempo real. Por outro lado, com as simplificações, perde-se um pouco da capacidade de representar os detalhes dos processos de infiltração e percolação em pequenas bacias. Por

esse motivo, o modelo 3R com atualização de estado é indicado para grandes bacias (áreas maiores que 2000 km²) e resolução temporal mínima de algumas horas.

Neste trabalho, o modelo 3R sofreu uma nova adaptação (GUETTER, 2014), tendo em vista sua aplicação concentrada na bacia, não existindo contribuições de montante. O processo de laminação do escoamento superficial e propagação no canal principal foi modificado, sendo representado por uma cascata de dois reservatórios não lineares, conforme será apresentado adiante no capítulo 4. O modelo modificado será doravante denominado modelo 3RV2.

2.4 Filtro de Kalman

Grewal e Andrews (2001) descreveram o Filtro de Kalman (FK) como um estimador para os problemas ditos quadráticos-lineares, que são problemas de estimativa do “estado” instantâneo de um sistema dinâmico linear perturbado por um “ruído branco”, através de medições linearmente relacionadas com o estado do sistema, mas também corrompidas por outros “ruídos brancos”. O estimador resultante do Filtro de Kalman é estatisticamente ótimo com respeito a qualquer função quadrática de erro.

A breve revisão dos conceitos do Filtro de Kalman apresentada nessa seção foi obtida de Grewal e Andrews (2001).

O FK é usado para realizar previsões do comportamento mais provável de sistemas dinâmicos que não podem ser controlados, isto é, sistemas cujos dados de entrada estão associados a incertezas, como é o caso de modelos chuva-vazão. Nesse tipo de problema, a variável de interesse seria a vazão e o estado do sistema seria o volume de água armazenado em diferentes compartimentos (por exemplo, as camadas inferior e superior do solo e o canal principal de drenagem). A precipitação e evapotranspiração seriam os dados de entrada que apresentam incertezas.

Na aplicação do Filtro de Kalman, o sistema que descreve o estado deve ser linear e o processo de otimização das previsões é feito através de uma variável quadrática, como a variância (indicadora da dispersão).

O FK é incapaz de resolver um problema por si só. É uma ferramenta matemática, e não física. Sua aplicação está diretamente associada a uma linguagem de programação. Usa uma representação finita do problema de estimação através de um número finito de variáveis. Além disso, fornece uma caracterização estatística completa do estado do sistema através da influência de medições passadas, propagando toda a distribuição de variáveis que se deseja

estimar.

A Figura 18 descreve um diagrama de blocos para o Filtro de Kalman, em que $x(t)$ é o estado do sistema dinâmico, $z(t)$ é a medida da variável de observação linearmente associada ao estado e $\hat{x}(t)$ é a estimativa do estado atualizado em função das diferenças entre a variável simulada e a observação medida. O resultado do FK é a estimativa do estado atualizado $\hat{x}(t)$.

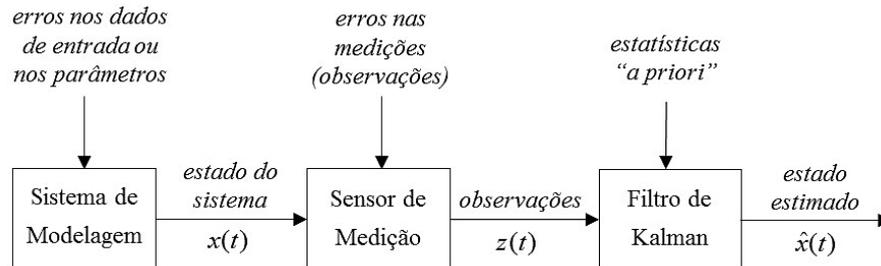


Figura 18 – Diagrama de blocos do funcionamento do Filtro de Kalman

Fonte: Adaptado de Grewal e Andrews (2001)

O erro quadrático é definido como o quadrado da diferença entre o valor “real” do estado e o valor estimado pelo filtro ($\hat{x}(t)$). O estimador ótimo do estado, $\hat{x}(t)$, é aquele que minimiza o valor esperado do erro médio quadrático, condicionado às distribuições de probabilidade das observações, $z(t)$, e dos parâmetros do modelo dinâmico.

A origem da palavra “filtro” está associada à ideia de separação de componentes de um processo dinâmico caracterizado por incertezas, visando melhor entender o processo e analisá-lo em termos probabilísticos. O FK também está atrelado à solução de problemas inversos, onde as variáveis de medição são representadas a partir das variáveis principais de interesse. No caso de um sistema dinâmico, como a previsão de vazões, a ideia é determinar quais deveriam ser os dados de entrada para que a previsão coincidissem com a observação.

De modo geral, o Filtro de Kalman possui dois principais propósitos: a estimação do estado de sistemas dinâmicos e a análise de desempenho dos estimadores. A estimação do estado do sistema é feita a partir do reconhecimento de que não se conhece por completo e precisamente a dinâmica do problema. Assim, o filtro permite estimar o estado por meio de processos aleatórios usando informações estatísticas (probabilidades).

As incertezas associadas ao uso do filtro estão presentes no processo de observação (medições) e nos parâmetros de calibração do sistema físico. A análise de *performance* dos estimadores pode auxiliar, por exemplo, na determinação da melhor aplicação para os diferentes tipos de sensores de medição, dado um critério relacionado à precisão e/ou ao custo da operação.

Com uma descrição completa da distribuição de probabilidades dos erros de estimação, são definidos os ganhos do filtro em termos de otimizar a aplicação de recursos em sensores de medição, otimizar a calibração dos parâmetros do modelo e melhorar continuamente as previsões.

Os possíveis erros de estimação são referentes a:

- Tipo e quantidade de sensores;
- Localização e orientação dos sensores no sistema;
- Faixa de erros do equipamento de medição (ruído branco);
- Frequência (taxa) de amostragem do sensor;
- Nível de simplificação do modelo para reduzir os requisitos de implementação.

Em resumo, o Filtro de Kalman permite estimar o estado de um sistema dinâmico linear perturbado por “ruídos brancos Gaussianos” usando medições que são funções lineares do estado do sistema, mas corrompidas por “ruídos brancos Gaussianos” adicionais. O modelo matemático usado na derivação do Filtro de Kalman é uma representação razoável de muitos problemas práticos de interesse, incluindo problemas de controle e de estimação.

Em relação à aplicação do FK para a propagação de vazões, Georgakakos *et al.* (1990) apresentaram uma formulação para o Método de Muskingum-Cunge utilizando medições em tempo real, considerando as diferenças entre as previsões e as observações e realizando a atualização dos estados do sistema através do Filtro de Kalman. Dois trechos de rio com características geotécnicas diferentes foram analisados, permitindo obter interessantes conclusões sobre a eficácia do método. Dentre elas, observou-se que embora o Método de Muskingum-Cunge não tenha funcionado bem para um canal com baixa declividade, a aplicação do FK melhorou substancialmente as previsões. Os autores recomendaram o desenvolvimento de estudos mais aprofundados com o objetivo de melhor compreender a influência da declividade sobre a qualidade das projeções.

Os erros obtidos nas previsões através de formulações determinísticas podem estar associados a modelagens inadequadas, estimação incorreta de parâmetros ou incertezas nas observações. Assim, a utilização de um modelo estocástico permite combinar o sistema dinâmico com as informações de medição para otimizar as estimativas do estado do sistema. O Filtro de Kalman pode ser implementado nesse contexto, fornecendo mecanismos de estimação sem viés (não tendenciosos) e com minimização da variância dos erros.

Esse filtro é dito Linear-Quadrático-Gaussiano, pois: (1) é aplicado em sistemas dinâmicos lineares; (2) utiliza uma função objetivo quadrática para minimização dos erros; e

(3) os parâmetros a serem otimizados são caracterizados por uma distribuição gaussiana (definida por: média e desvio-padrão).

O Filtro de Kalman é, portanto, uma ferramenta eficiente para melhorar a precisão das previsões utilizando um algoritmo para atualizar os estados do sistema, a partir da assimilação dos erros entre vazões medidas e simuladas,. Georgakakos *et al.* (1990) provaram ser possível adaptar o Método de Muskingum-Cunge, originariamente determinístico, a um processo estocástico, com resultados bastante satisfatórios.

2.5 Avaliação dos Erros de Previsão

As estatísticas convencionais empregadas para avaliar os erros (ou resíduos) referem-se a certas medidas de dispersão, tais como a variância, o desvio padrão e o erro médio (somatório das diferenças entre valores previstos e observados dividido pelo número de valores), apresentado a seguir.

$$erro = \frac{\sum (observado - previsto)}{N} \quad (1)$$

Pode ocorrer que o somatório na equação (1) seja nulo, acarretando em erro igual a zero. Esse caso pode ser decorrente de duas possibilidades: ou o modelo utilizado produziu valores previstos exatamente iguais aos observados, ou o modelo produziu valores exatamente opostos aos observados, de modo a compensar as variações e o somatório anular-se. Por esse motivo, a razão entre o somatório de diferenças e o número de valores nem sempre é uma técnica confiável para se avaliar os resultados obtidos com relação aos dados observados em um modelo hidrológico que fornece previsão de vazões, por exemplo.

Para casos extremos, como vazões muito altas ou muito baixas, as medidas de dispersão como a variância e o desvio padrão não informam os valores extremos de vazão, pois fornecem um valor médio da diferença entre os valores previstos (ou observados) e a média da vazão.

$$S^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1} \quad (2)$$

$$S = \sqrt{S^2} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \quad (3)$$

Onde: S^2 é a variância; x_i é o valor previsto (ou observado); \bar{x} é a média entre os valores previstos (ou observados); n é o tamanho da amostra; e S é o desvio padrão.

Desse modo, são necessárias novas métricas (medidas de erro) para avaliar os extremos ou percentis da distribuição de valores (no contexto desse trabalho, os valores referem-se a vazões previstas e vazões observadas). As métricas adotadas neste trabalho foram: raiz quadrada do erro quadrático médio, coeficiente de correlação e coeficiente de Nash-Sutcliffe.

A raiz quadrada do erro quadrático médio ou *root-mean-square error* (RMSE) é uma estatística usual de medição das diferenças (resíduos) entre os valores previstos por um modelo ou estimador e os valores observados (reais). A RMSE agrega em um único valor a magnitude dos erros das previsões. É um bom indicador da precisão, mas apenas para comparar erros de previsão de diferentes modelos para uma mesma variável, uma vez que não é adimensional (sua unidade é a mesma da variável). Este indicador estatístico, calculado conforme a equação (4), coloca mais peso em grandes erros do que em pequenos (resultado do termo quadrático), enfatizando, assim, dados discrepantes de maneira inconsistente com a mediana de dados de amostra. Os subscritos *obs* e *mod* indicam valores observados e modelados, respectivamente.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{obs} - x_{mod})^2}{n}} \quad (4)$$

O coeficiente de correlação de Pearson (R) descreve o grau de colinearidade entre dados medidos (observados) e simulados, variando entre -1 (correlação negativa) e +1 (correlação positiva). Valores próximos a ± 1 indicam forte correlação, enquanto valores próximo a zero indicam que as duas variáveis não dependem linearmente uma da outra, embora possa existir uma dependência não linear (MORIASI et al., 2007). Assim, o resultado $R=0$ deve ser investigado por outros meios. A equação (5) demonstra como calcular este índice estatístico.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{\text{cov}(x, y)}{\sqrt{\text{var}(x) \cdot \text{var}(y)}} \quad (5)$$

O coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) é normalmente utilizado para avaliar o poder de previsão de um modelo hidrológico. É um índice estatístico normalizado que determina a magnitude relativa da variância dos resíduos (“*noise*”) comparada com a variância das medições (“*information*”) (NASH; SUTCLIFFE, 1970). Esta métrica varia de $-\infty$ a +1, onde $NS=1$ é o valor ótimo, correspondendo à perfeita representação do modelo em relação aos dados observados. Valores entre 0 e 1 são geralmente entendidos como níveis aceitáveis de performance, enquanto valores inferiores a zero indicam que a média dos valores observados é

um melhor estimador que o próprio modelo (MORIASI et al., 2007). Este índice é sensível a valores extremos da amostra (“*outliers*”) devido ao termo quadrático, e é calculado conforme a equação (6).

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_{obs} - x_{mod})^2}{\sum_{i=1}^n (x_{obs} - \bar{x}_{obs})^2} \quad (6)$$

3. ÁREA DE ESTUDO E DADOS

Na primeira seção deste capítulo é descrita a bacia hidrográfica onde está inserida a área de estudo. Na seção seguinte, são identificados os locais escolhidos para a previsão de níveis, e são apresentadas as estações fluviométricas e pluviométricas utilizadas na modelagem, bem como os dados disponíveis de vazão, pluviometria e evapotranspiração potencial.

3.1 Área de Estudo

A área de estudo selecionada é a bacia do Rio Paraguai, mais especificamente com exutório nos postos fluviométricos de Cáceres/MT (66070004) e Amolar/MS (66800000), distantes entre si por 460 km. Esta região faz parte da Bacia do Alto Paraguai (BAP) (Figura 19), abrangendo três países (Brasil, Bolívia e Paraguai) e uma das maiores extensões úmidas contínuas do planeta, o Pantanal.

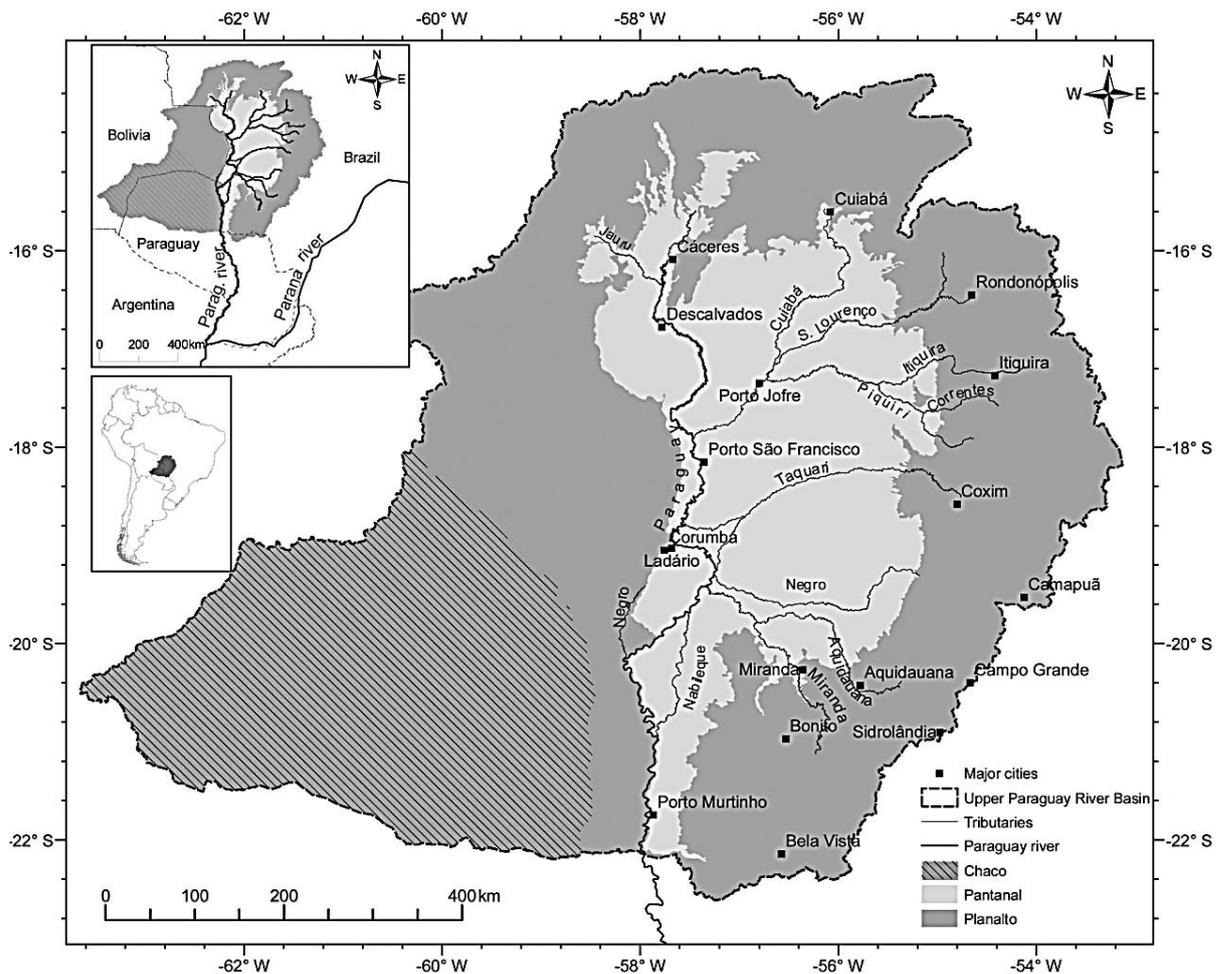


Figura 19 – Localização da BAP, identificando as regiões de Planalto, Pantanal e Chaco

Fonte: PAZ (2010)

O Rio Paraguai nasce no município Alto Paraguai no estado do Mato Grosso, junto à Chapada dos Parecis, na Região Amazônica, e segue em território brasileiro até a confluência com o Rio Apa no município de Porto Murtinho/MS. Daí em diante, atravessa o Paraguai e deságua no Rio Paraná, totalizando 2202 km de hidrovia. A partir desse ponto, o Rio Paraná perfaz um percurso de 1240 km até a Bacia do Prata, em territórios uruguaio e argentino, alcançando o Oceano Atlântico, sendo navegável em toda extensão descrita (AHIPAR, 2013).

O Rio Paraguai escoa no sentido norte-sul e comanda toda a rede de drenagem da região (FRANCO; PINHEIRO, 1982). Seus principais afluentes se encontram nas áreas planaltinas a norte e a leste, destacando-se os rios Cuiabá, São Lourenço, Itiquira, Miranda, Taquari e Negro. Estes cursos desempenham um papel relevante nas cheias do Pantanal.

A bacia de drenagem do Rio Paraguai cobre extensas áreas de planícies e pantanais sujeitas a inundações periódicas. O Pantanal (Figura 19) foi declarado como Patrimônio Nacional pela Constituição Federal de 1988. Em face de especial interesse, em 09 de novembro de 2000, a UNESCO concedeu ao Pantanal os títulos de Reserva da Biosfera e Patrimônio Natural da Humanidade, tornando-se a terceira maior reserva do mundo no gênero (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2006).

3.1.1 Hidrovia Paraguai-Paraná (HPP)

A Hidrovia Paraguai-Paraná, com extensão total 3.442 km, está subdividida em quatro tramos principais:

- Tramo 01: Cáceres – Corumbá (679 km)
- Tramo 02: Corumbá – Assunção (Paraguai) (1.133 km)
- Tramo 03: Assunção – Santa Fé (Argentina) (1.040 km)
- Tramo 04: Santa Fé – Nueva Palmira (Uruguai) (590 km)

3.1.1.1 Tramo 01: Cáceres-Corumbá

O tamanho regulamentado para os comboios (barcaças + empurrador) na HPP é definido segundo o Decreto N° 3.533, de 30 de junho de 2000. O trecho Cáceres-Corumbá (trecho de interesse deste trabalho) possui 679 km de extensão (Figura 20). O comboio-tipo (embarcação responsável pelo transporte de cargas) possui formação 2x3 (135 m x 36 m), composto por barcaças de 45 m de comprimento e 12 m de largura, com calado de 1,50 m, podendo transportar até 2400 toneladas de carga.

Neste tramo, o canal navegável possui 45 m de largura e profundidade média de 06

pés (1,80 m) durante 70% do ano. Nos outros 30% do tempo, durante o período seco, a profundidade se reduz para 05 pés (1,50 m) devido à formação de bancos de areia em alguns trechos, implicando em limitações à navegação e ao carregamento pleno dos comboios. Durante os períodos com estiagens mais rigorosas, a navegação no trecho pode cessar completamente.

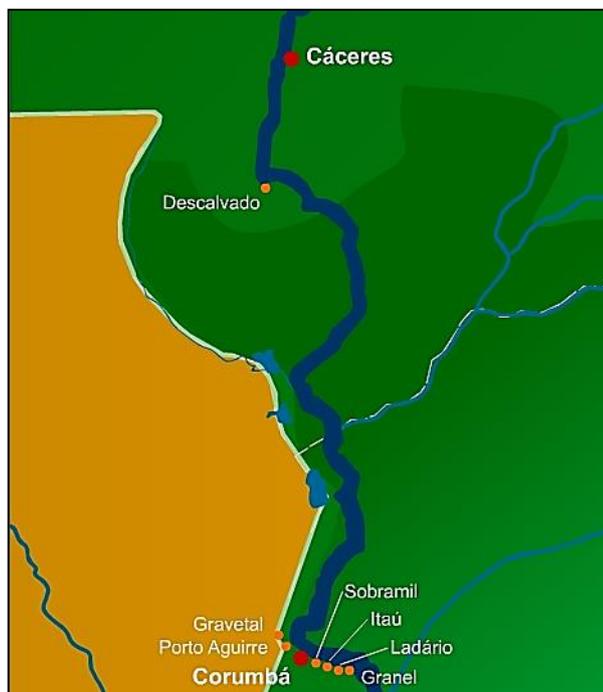


Figura 20 – Tramo 01 da HPP entre Cáceres/MT e Corumbá/MS
Fonte: AHIPAR (2013)

3.1.1.2 Navegabilidade

Segundo a ANTAQ (2012), o transporte de cargas na Hidrovia do Paraguai em 2012 foi de aproximadamente 4,3 milhões de toneladas, das quais 98,9% corresponderam a minério de ferro. Além de minério de ferro, outros produtos são transportados na hidrovia, dentre eles: manganês, soja em grão, farelo de soja, óleos combustíveis, fertilizantes, açúcar e milho.

Os comboios-tipo desta hidrovia possuem grande capacidade de carga, devido às características técnicas e operacionais do rio e à inexistência de eclusas. Entretanto, existem dificuldades para a navegação de grandes comboios devido a obstáculos artificiais, como pontes, e naturais, como curvas acentuadas. O principal problema, entretanto, são as baixas profundidades em alguns trechos durante o período seco.

Este problema muitas vezes pode ser contornado através da execução de dragagens. No entanto, nem sempre há recursos suficientes ou planejamento efetivo para a execução de tais intervenções, que muitas vezes demoram a ocorrer. Os atrasos no licenciamento ambiental

e na alocação de recursos financeiros são alguns dos motivos da demora na execução das obras.

De acordo com o Ministério dos Transportes (2007), o Rio Paraguai, em seu estado natural, pode ser considerado como bastante satisfatório para a navegação, necessitando, todavia, ser melhorado em alguns trechos para ter condições ótimas de navegabilidade. Dentro do território brasileiro, estas condições se dão a partir de Cáceres até a foz do Rio Apa, em uma extensão total de 1.270 km. Na Tabela 2, estão relacionados os trechos e passos críticos do tramo norte do Rio Paraguai (Tramo 01 da HPP), segundo os Avisos aos Navegantes nº 01/2014, da Marinha do Brasil.

Tabela 2 – Passos Críticos do Rio Paraguai no Tramo 01 (Cáceres/MT – Corumbá/MS)
Fonte: MARINHA DO BRASIL (2014)

Carta Náutica	Passo	km	Observações
3436	Furado do Jatobá	2127,5 a 2129	Baixas profundidades e manobra difícil.
3431/3432	Passo do Beijudo-Hotel Baiazinha	2088 a 2094,5	Baixas profundidades e manobra difícil.
3426	Passo Descalvados	2051 a 2054,5	Baixas profundidades.
3399	Lagoa Gaíva	1781 a 1785	Canal estreito e com baixas profundidades.
3397	Baixas profundidades	1762 a 1767	Baixas profundidades.
3390	Passo Amolar	1711 a 1712	Canal estreito – 100 m.
3389/3390	Proximidades do Passo Piúvas	1705 a 1707	Dificuldades de manobra.
3385	Proximidades da Boca da Baía Formosa e Ilha do Coqueiro Baguari	1674 a 1675,5	Canal estreito – 100 m.
3382/3383	Passo Baguari	1658 a 1659,5	Canal estreito – 100 m.

O trecho entre Cáceres e Corumbá é constituído de material passível de erosão. Há sensíveis mudanças na posição do canal de navegação e as profundidades variam de ano para ano devido ao transporte de sedimentos. Estima-se, porém, que as profundidades estejam sempre acima de 1,0 m em um ano hidrológico médio, permitindo o tráfego em qualquer época do ano de embarcações com 0,90 m de calado ou em 85% do tempo com 1,22 m de calado (RIBEIRO, 2013).

Entre Cáceres e Descalvados, as profundidades mínimas podem cair até 0,60 m, só permitindo então a passagem de pequenas embarcações. Em um ano hidrológico médio, embarcações com 0,45 m de calado podem fazer o tráfego com segurança todo o ano e embarcações com 0,60 m de calado cerca de 90% do tempo (RIBEIRO, 2013).

Na verdade, tem-se uma variação na posição dos trechos mais rasos, porém tem sido

observado que as profundidades mínimas disponíveis serão sempre da mesma ordem de grandeza, qualquer que seja o passo de areia crítico. Nas curvas muito acentuadas, com canais estreitos, pode haver limitação de comprimento para a inscrição das embarcações, o que obriga o desmembramento dos grandes comboios. Nos passos de areia de um modo geral, as curvas bruscas só aparecem em níveis d'água muito baixos, quando as profundidades por si já impedem o tráfego das embarcações maiores (RIBEIRO, 2013).

Nos períodos de enchente, embarcações com mais de 100 toneladas atingem facilmente São Luís de Cáceres. Nas épocas de estiagem, porém, é necessário efetuar em Descalvados, o alívio das embarcações, ou fazer o transbordo de cargas para outros barcos menores (RIBEIRO, 2013).

3.1.2 Hidrografia

A Figura 21 ilustra a rede hidrográfica principal da área de estudo e a localização dos postos fluviométricos selecionados para a implementação do modelo de previsão de níveis: Cáceres (66070004) e Amolar (66800000). Em Cáceres, a bacia tem área de drenagem de 32.393 km², enquanto em Amolar tem 234.472 km². A distância entre os postos é de 460 km.

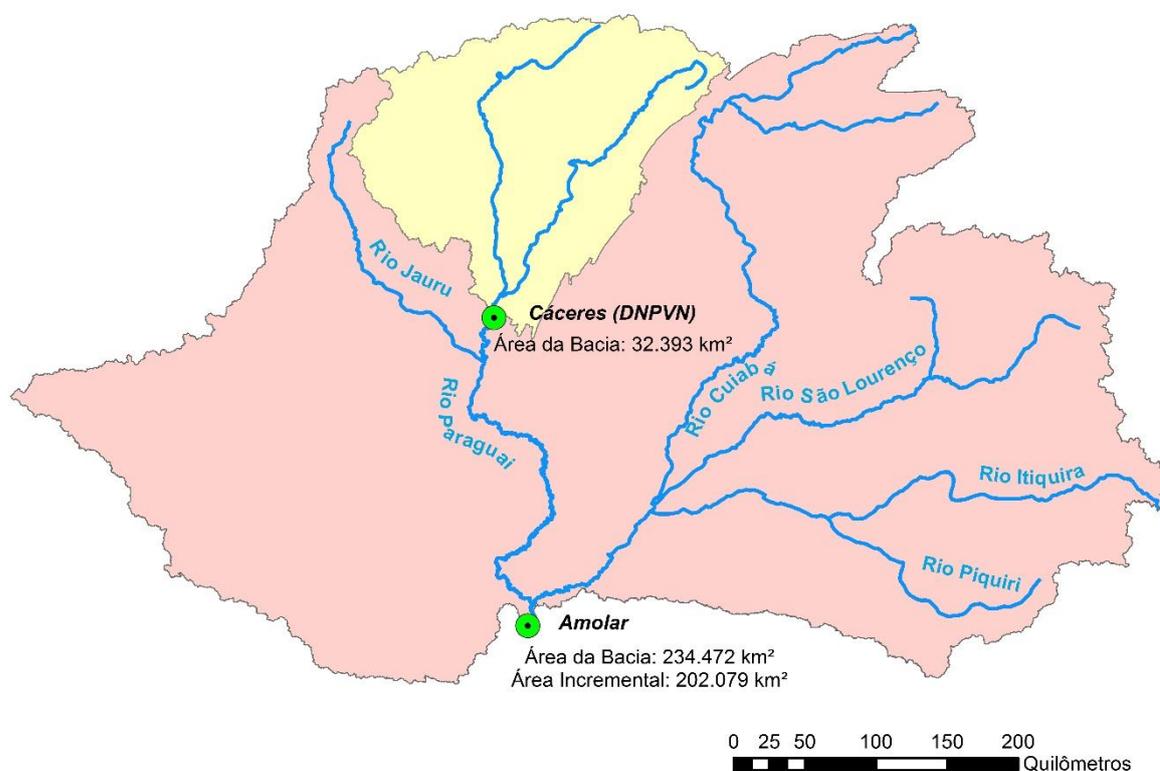


Figura 21 – Área de estudo: áreas de drenagem nas estações fluviométricas de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)

Pelo fato de vários rios da região, como o São Lourenço, apresentarem elevada capacidade de transporte de sedimentos, a deposição de sedimentos tem aumentado no Pantanal, causando o assoreamento dos rios localizados nas regiões mais baixas. A expansão da fronteira agrícola e da pecuária desde a década de 1970 tem contribuído sobremaneira para esse fenômeno, através do aumento do desmatamento e da erosão (ANA, 2013a).

No Pantanal, onde o gradiente topográfico é de 30 a 50 cm/km no sentido leste/oeste e de 3 a 15 cm/km no sentido norte/sul, a propagação das cheias do Rio Paraguai se dá ao longo de vários meses do ano, caracterizando o lento escoamento das águas (FRANCO; PINHEIRO, 1982). Isto se deve ainda à complexa combinação das contribuições de cada planície, cujas lagoas e baías funcionam como reguladores de vazão, acumulando água e amortecendo a elevação do nível durante o crescimento da cheia e cedendo água durante a recessão (CPRM, 2013).

Os rios da região têm capacidade de suportar as descargas médias, mas durante as maiores cheias, provocadas por fortes precipitações que ocorrem na região do alto curso da bacia, alaga-se uma área de aproximadamente 30.000 km², correspondente à região do Pantanal Mato-Grossense (CPRM, 2013).

A declividade do Rio Paraguai passa de, aproximadamente, 9 cm/km entre Cáceres e Descalvados, para cerca de 2,5 cm/km entre Porto Conceição e a Serra do Amolar, voltando a declividades próximas a 4 cm/km a jusante de Amolar. Nos trechos próximos a Corumbá, tanto a montante como a jusante, a declividade é pouco superior a 2 cm/km e, mais ao sul, entre Forte Coimbra e a foz do Rio Apa, a declividade cai para cerca de 1,5 cm/km. A partir daí, a declividade volta a crescer, chegando a 4 cm/km entre a foz do Apa e Assunção, e a 5 cm/km entre Assunção e Buenos Aires (DNOS, 1974 *apud* ALLASIA, 2007). Tomando o trecho do Rio Paraguai de Cáceres até a foz do Rio Apa (trecho dentro do Pantanal e da BAP), a declividade média é de 3,2 cm/km (PAZ, 2010) (Figura 22).

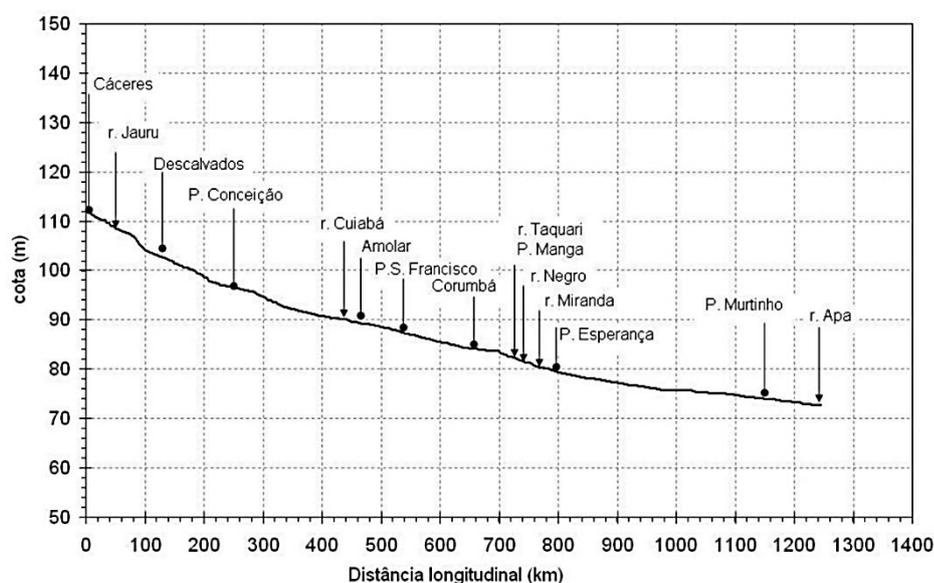


Figura 22 – Perfil longitudinal do Rio Paraguai entre Cáceres e a foz do Rio Apa

Fonte: PAZ (2010)

3.1.3 Hidrometria

Nesta seção é feita uma breve caracterização dos sistemas hidrométricos atualmente em operação na bacia para medição das variáveis hidrológicas: precipitação, nível d'água e vazão.

3.1.3.1 Histórico

A primeira instalação hidrométrica na bacia foi o posto do Rio Paraguai, em Ladário/MS, implantado pela Marinha do Brasil em 1896, segundo informações da Base Naval de Ladário. Este posto tem disponibilidade de dados a partir de 01/Janeiro/1900, data oficial de início de operação, e é uma das mais antigas instalações fluviométricas do país.

Em 1900, o Departamento de Meteorologia do Ministério de Agricultura iniciou a instalação da estação climatológica na cidade de Cuiabá, com início da operação do pluviômetro em 01/Dezembro/1900, um dos mais antigos do país. Nos anos de 1912 a 1914 foram também instaladas as estações meteorológicas de Corumbá, Cáceres, Aquidauana e Bela Vista.

Na década de 1965, foram instalados pelo DNAEE e pelo DNPVN diversos postos hidrométricos – pluviométricos e fluviométricos. Os postos do DNPVN passaram na década de 1970 para o DNAEE e DNOS que dividiram responsabilidades de acordo com a área de atuação.

O Projeto Pantanal, que ficou a cargo do DNOS com a colaboração da UNESCO, iniciado em 1967, instalou 03 postos evaporimétricos, 103 pluviométricos, 54 fluviométricos e 14 estações telemétricas, triplicando a quantidade de instalações hidrometeorológicas na bacia.

A rede incluía 33 linígrafos e 43 pluviógrafos, equipamentos fundamentais por terem registros contínuos.

A maior parte da rede pluviométrica atual é de responsabilidade da ANA, tendo sido recebida da ANEEL que a operou até 2001. A maioria dos postos foi absorvida da rede do extinto DNOS, a qual foi planejada para dispor de um posto pluviométrico aproximadamente a cada 60 km.

3.1.3.2 Previsão Hidrológica e Alerta de Cheias

A previsão hidrológica e o alerta de enchentes no Pantanal são realizados pela CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) em convênio com a ANA (Agência Nacional de Águas¹), com o objetivo de subsidiar ações de defesa civil e de proteção ambiental, o manejo pastoril e a navegação interior, minimizando danos materiais à população e às atividades econômicas da região relativa aos cursos d'água da Bacia do Alto Paraguai (CPRM, 2013).

A partir de dados de níveis d'água observados nas réguas linimétricas de 22 estações fluviométricas, procede-se à análise gráfica dos cotagramas, comparando-se os níveis observados ao histórico de registros (CPRM, 2013). A previsão hidrológica e o alerta de enchentes são feitos através de inferências das tendências dos níveis para as quatro semanas seguintes em sete estações da região:

- Rio Cuiabá: estação de Porto do Alegre (66750000);
- Rio Paraguai: estações de Bela Vista do Norte (66125000), Porto São Francisco (66810000), Ladário (66825000), Porto Esperança (66960008), Forte Coimbra (66970000) e Porto Murtinho (67100000).

3.1.3.3 Regime Pluviométrico

O período chuvoso na bacia em estudo ocorre de outubro a março com pequenas variações interanuais. A partir de dados coletados no site da Hidroweb (ANA, 2013b), foi possível determinar a variabilidade interanual e sazonal da precipitação.

A Figura 23 ilustra a variabilidade interanual da precipitação, que possui média anual de 1462 mm/ano e desvio-padrão de 138 mm/ano. O ano mais chuvoso foi 1989 (chuva média na bacia = 1691 mm) e o menos chuvoso foi 1993 (1120 mm).

¹ A maior parte da rede hidrometeorológica da bacia do Alto Paraguai é operada pela CPRM em convênio com a ANA, com exceção da rede evaporimétrica climatológica que é quase toda de responsabilidade do INMET.

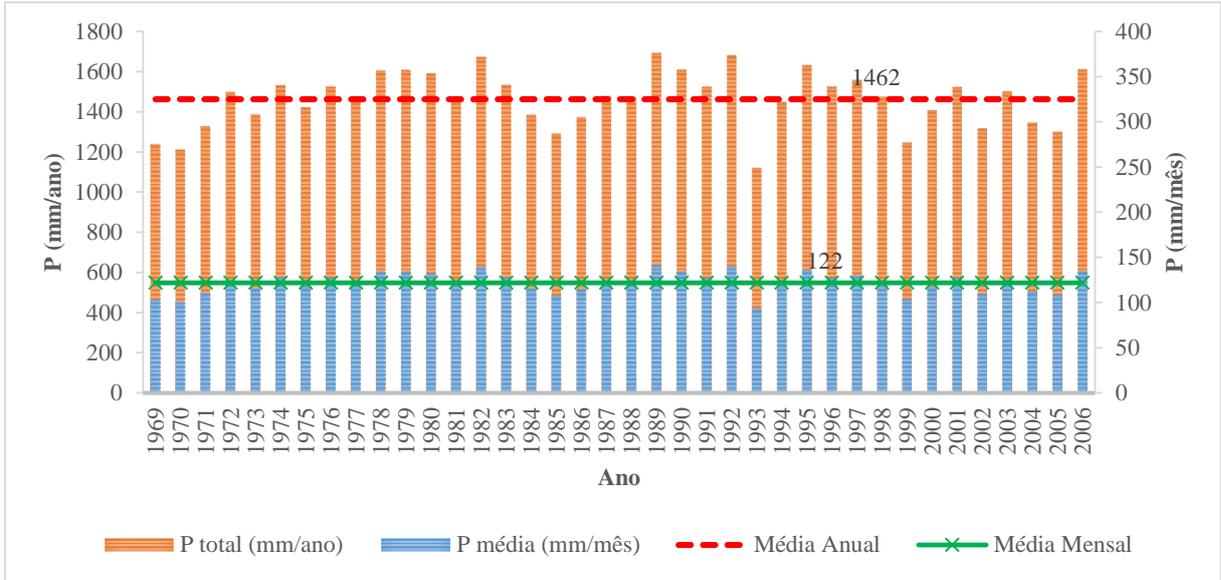


Figura 23 – Variabilidade Interanual da Precipitação Média na Bacia (1969-2006)

A Tabela 3 apresenta os valores de precipitação média de longo de termo (1969-2006). A Figura 24 e a Figura 25 ilustram a variabilidade sazonal da precipitação. A média mensal de longo termo é 122 mm/mês, com desvio-padrão de 11 mm/mês. O mês mais chuvoso é janeiro ($MLT_{jan} = 247 \text{ mm}$) e o menos chuvoso é julho ($MLT_{jul} = 13 \text{ mm}$).

Tabela 3 – Precipitação Média de Longo de Termo (1969-2006)

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	MLT Mensal	MLT Anual
P (mm)	247	217	201	110	52	18	13	20	63	121	178	222	122	1462
Desv.Pad	49	50	46	32	25	18	14	19	34	27	45	43	11	138

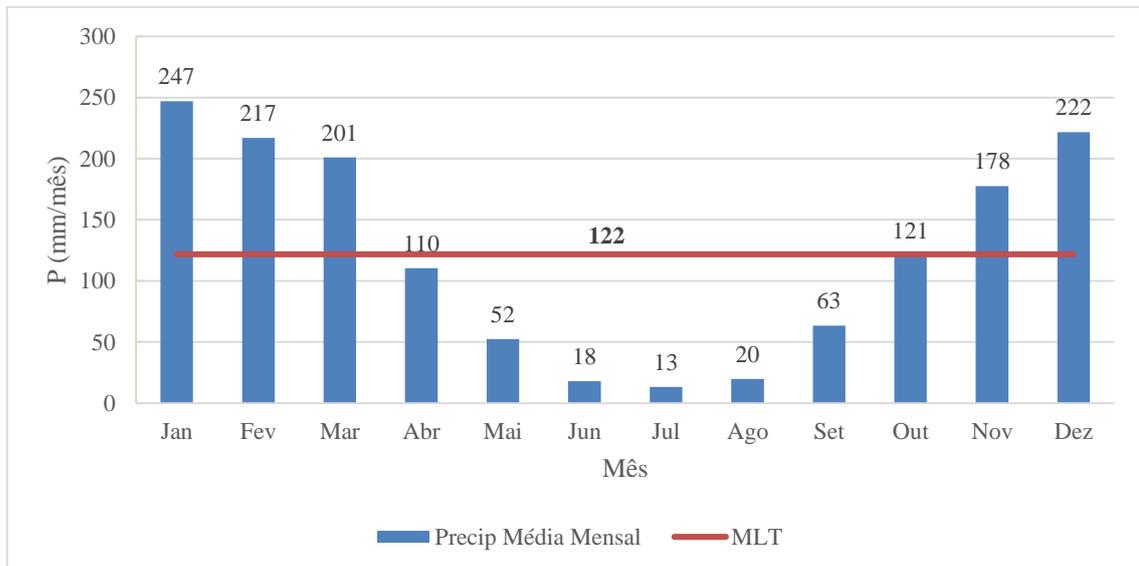


Figura 24 – Variabilidade Sazonal da Precipitação Média na Bacia (1969-2006)

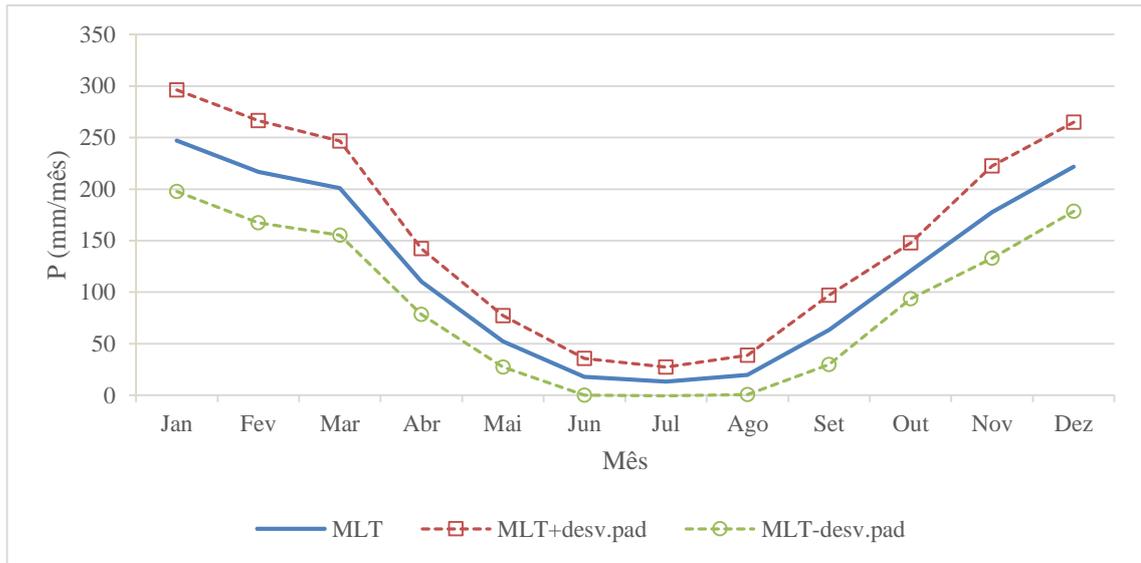


Figura 25 – Variabilidade Sazonal da Precipitação Média na Bacia (1969-2006)

A Figura 26 ilustra a distribuição espacial da chuva na Bacia do Alto Paraguai, bem como o ciclo anual da chuva em postos pluviométricos selecionados no Pantanal e no Planalto ANA (2014). A chuva média anual diminui nos sentidos norte-sul e leste-oeste, ou seja, nas cabeceiras há mais chuva do que no pantanal.

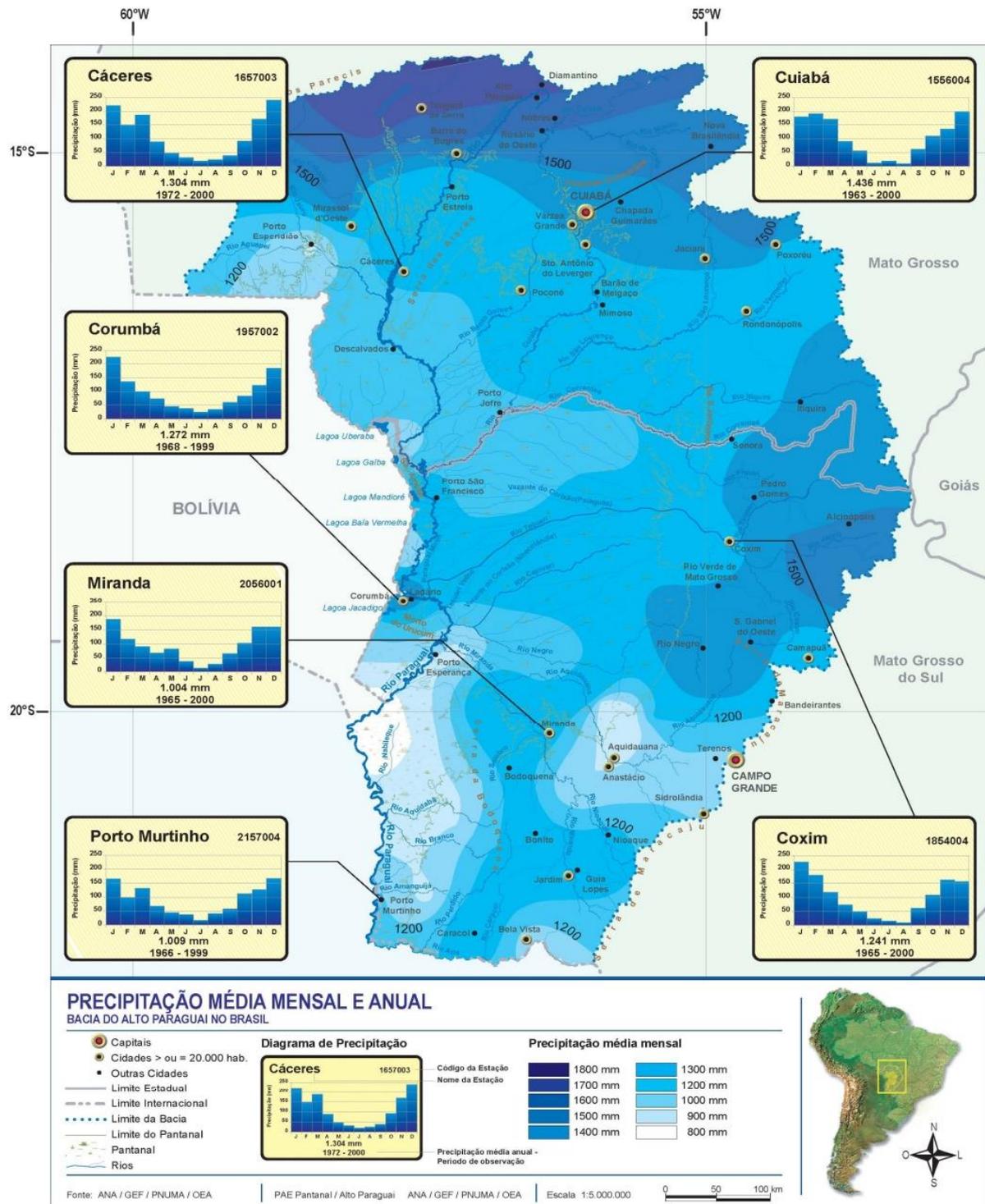


Figura 26 – Variabilidade espacial da precipitação média anual na porção brasileira da BAP
 Fonte: ANA (2014)

3.1.3.4 Regime Fluviométrico

A mesma análise realizada na seção anterior para o regime de chuvas, será aqui aplicada para descrever o comportamento fluviométrico do Rio Paraguai nas estações de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000).

Em consulta ao banco de dados da ANA (2013b), foram utilizadas as séries históricas de vazão para determinar o ciclo anual dos deflúvios nas duas estações supracitadas. A Figura 27 ilustra o ciclo anual das vazões de Cáceres e Amolar, em m^3/s . A Figura 28 apresenta a variabilidade sazonal do deflúvio em $mm/mês$. A Tabela 4 apresenta os resultados dos cálculos estatísticos das vazões médias de longo termo nas estações de Cáceres e Amolar.

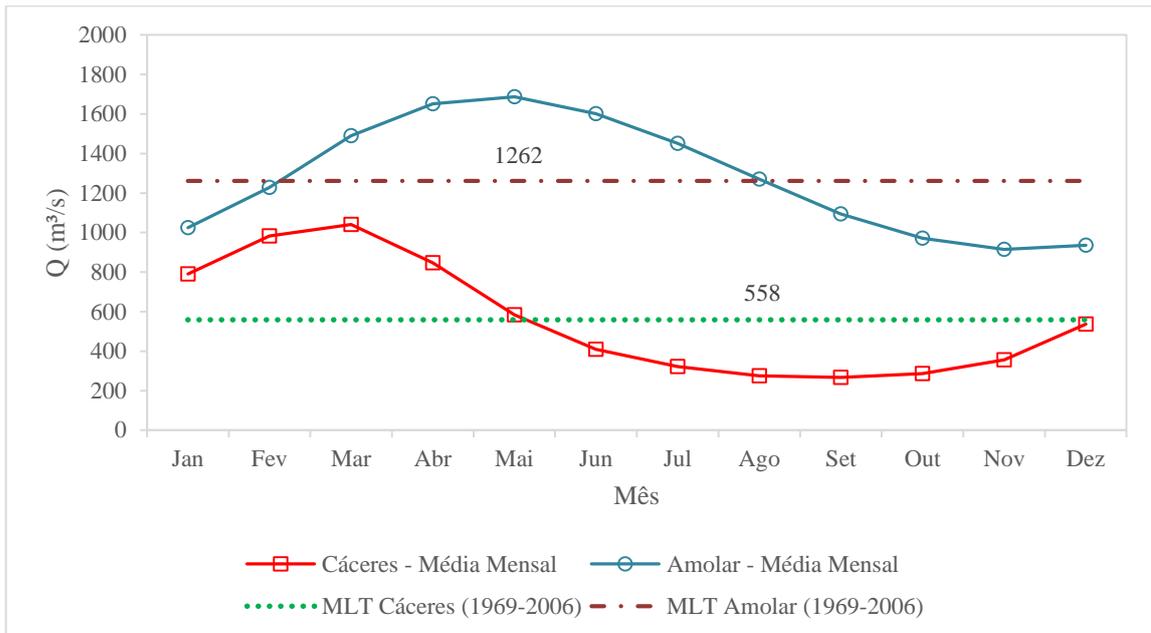


Figura 27 – Ciclo Anual de Vazões (m^3/s) nas estações fluvimétricas de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)

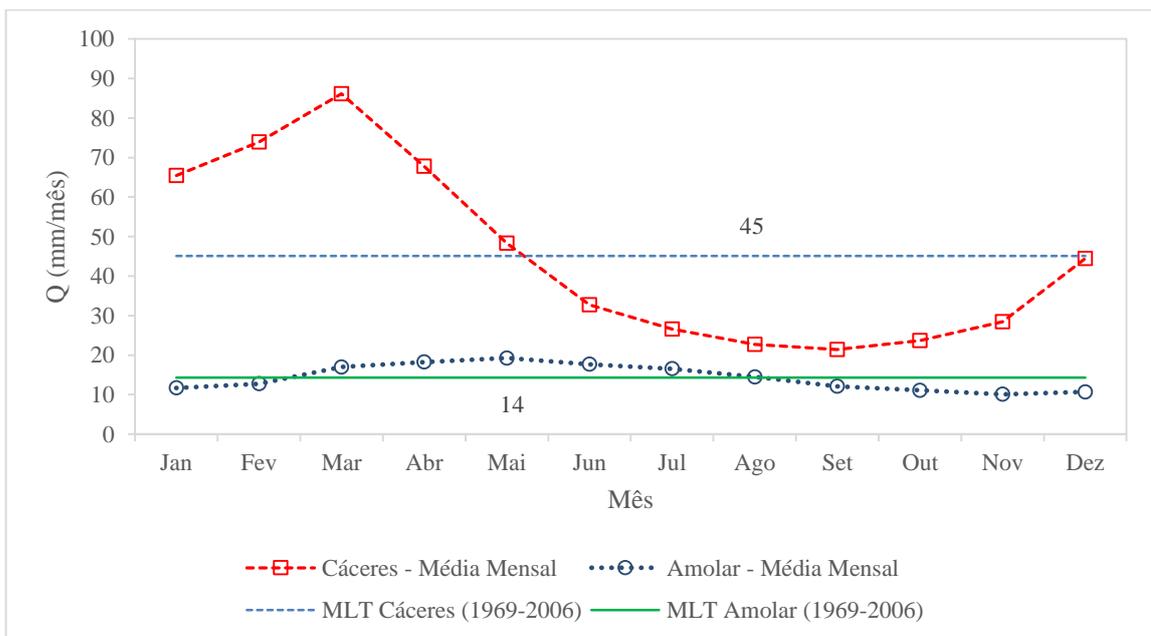


Figura 28 – Ciclo Anual dos Deflúvios ($mm/mês$) nas estações fluvimétricas de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)

Tabela 4 – Estatísticas das vazões médias de longo termo das estações fluviométricas de Cáceres (66070004; 1969-2006) e Amolar (66800000; 1969-2006)

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Média Anual	Total Anual
Cáceres (m ³ /s)	791	982	1041	847	584	409	322	275	267	286	356	537	558	
desv.pad (m ³ /s)	242	282	294	236	144	97	63	54	61	69	93	205	119	
Cáceres (mm/mês)	65	74	86	68	48	33	27	23	21	24	28	44	45,1	541,6
desv.pad (mm/mês)	20	21	24	19	12	8	5	4	5	6	7	17	9,6	114,9
Amolar (m ³ /s)	1025	1228	1490	1652	1687	1601	1451	1271	1095	972	914	936	1262	
desv.pad (m ³ /s)	163	279	373	346	285	249	244	246	243	212	167	140	230	
Amolar (mm/mês)	12	13	17	18	19	18	16	14	12	11	10	11	14,4	169,8
desv.pad (mm/mês)	2	3	4	4	3	3	3	3	3	2	2	2	2,5	30,9

Em Cáceres, a vazão média de longo termo (1969-2006) é 558 m³/s, equivalente a 45,1 mm/mês ou 542 mm/ano. O período de cheias é janeiro-abril, com vazão máxima ocorrendo em março ($MLT_{\text{mar}} = 1041 \text{ m}^3/\text{s} = 86 \text{ mm/mês}$). A estiagem ocorre de julho a novembro, com mínima em setembro ($MLT_{\text{set}} = 267 \text{ m}^3/\text{s} = 21 \text{ mm/mês}$).

Em Amolar, a vazão média de longo termo (1969-2006) é 1262 m³/s, equivalente a 14,4 mm/mês ou 170 mm/ano. As cheias ocorrem de março a julho, com pico em maio ($MLT_{\text{mai}} = 1687 \text{ m}^3/\text{s} = 19 \text{ mm/mês}$). Já a estiagem se estende de outubro a janeiro, com mínima em novembro ($MLT_{\text{nov}} = 914 \text{ m}^3/\text{s} = 10 \text{ mm/mês}$).

Comparando os hidrogramas de ambas as estações, nota-se uma defasagem de pelo menos 2 meses entre o pico da cheia, causada pelas baixas declividades do canal principal e pela vasta extensão das planícies de inundação, que conferem ao pantanal sua capacidade de amortecimento e retardamento das vazões.

A Figura 29 e a Figura 30 ilustram, respectivamente, a variabilidade interanual das vazões em m³/s e em mm/ano em ambas as estações fluviométricas. É interessante observar a predominância de baixas vazões no período 1969-1973. Esses anos fazem parte de um ciclo de seca que ocorreu no Pantanal (1964-1973), conforme será explicado adiante. A maior vazão média anual em Cáceres foi de 776 m³/s ou 753 mm/ano e ocorreu em 1982, enquanto a menor foi 267 m³/s ou 259 mm/ano em 1971. Em Amolar a maior vazão foi 1531 m³/s ou 206 mm/ano em 1982, e a menor atingiu 652 m³/s ou 88 mm/ano também em 1971.

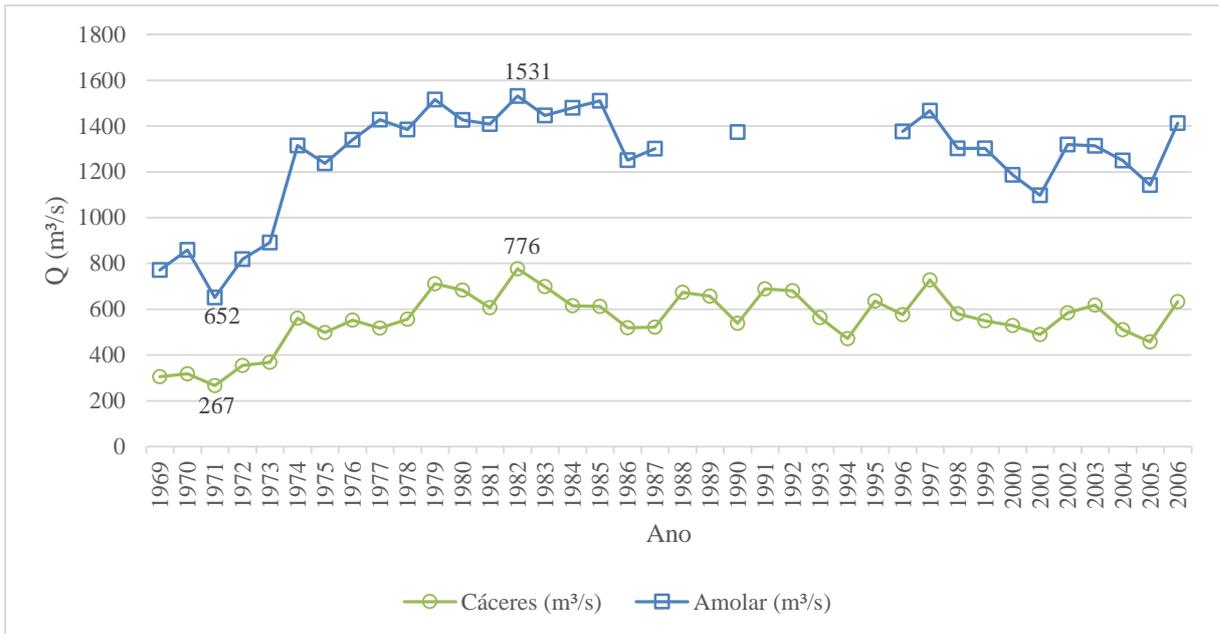


Figura 29 – Variabilidade interanual das vazões em m³/s em Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)

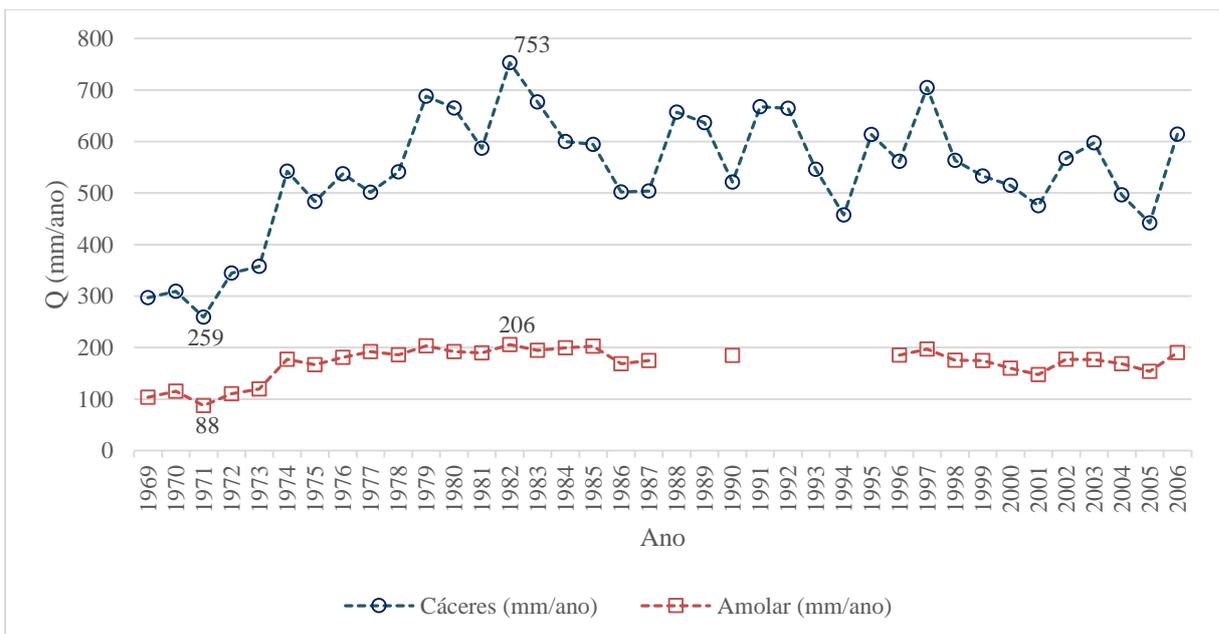


Figura 30 – Variabilidade interanual dos deflúvios em mm/ano em Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)

Na Figura 31 e na Figura 32 é possível analisar mais detalhadamente o comportamento dos hidrogramas das estações de Cáceres e Amolar, respectivamente. A variabilidade sazonal é representada pela média de longo termo das vazões mensais, com uma banda de variação de um desvio padrão. As máximas e mínimas mensais também são apresentadas, ilustrando um envoltório dos deflúvios registrados.

Apesar de março ser o mês em que normalmente ocorrem as maiores vazões da estação de Cáceres, há uma grande faixa de variação das vazões médias mensais nesse período, entre 444 e 1970 m³/s (amplitude de 1526 m³/s). Por outro lado, setembro concentra as menores vazões, com faixa de variação muito menor (amplitude de 249 m³/s). A amplitude média observada foi de 694 m³/s.

A estação de Amolar possui faixas de variação mais elevadas, tanto nos meses de cheia quanto nos de estiagem. A maior amplitude foi de 1439 m³/s em abril, a menor foi 580 m³/s em novembro e a média foi 999 m³/s.

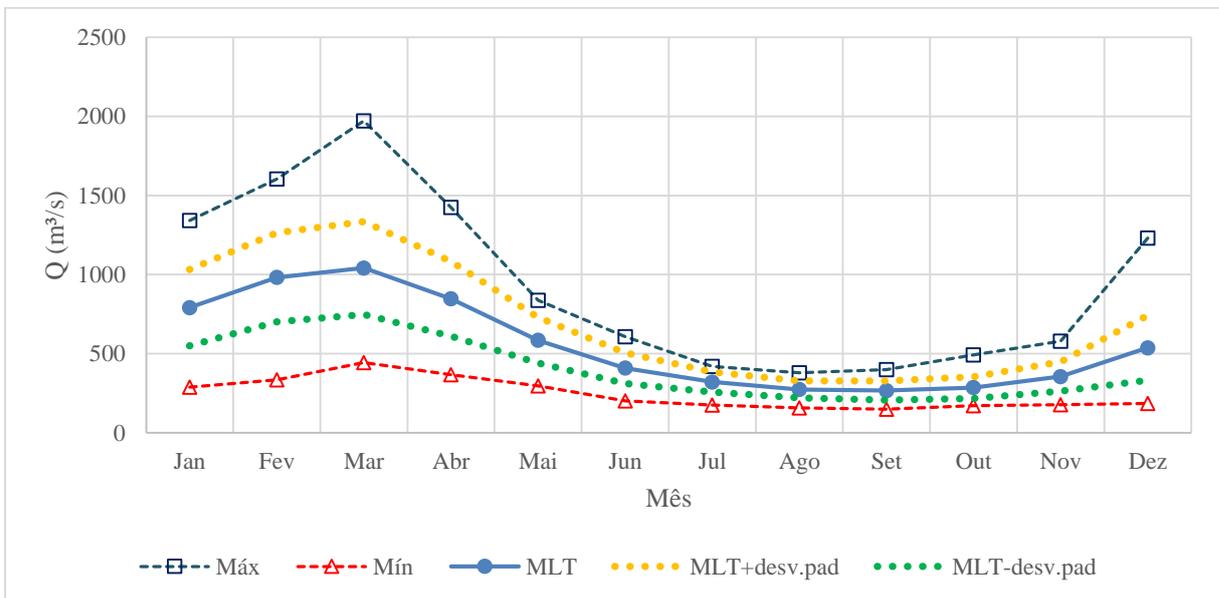


Figura 31 – Envoltório das vazões médias mensais em Cáceres (66070004)

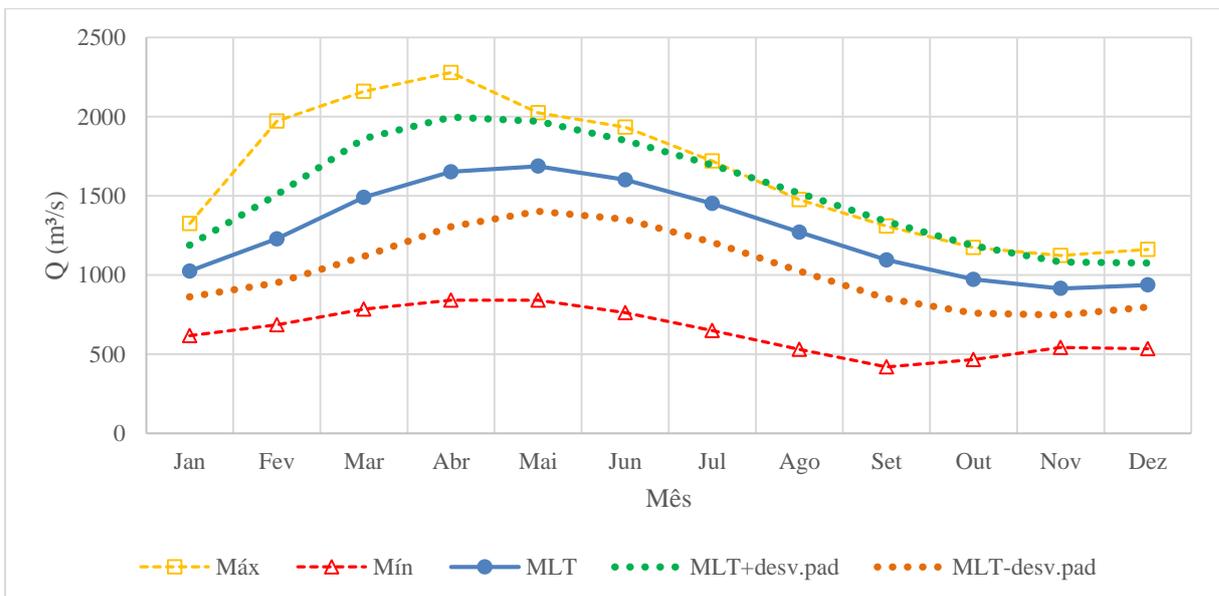


Figura 32 – Envoltório das vazões médias mensais em Amolar (66800000)

Segundo Galdino e Resende (2000), os dados de registros meteorológicos desde 1900 demonstram que o Pantanal tem passado por ciclos longos de cheia e de seca. Historicamente, quando o nível máximo do Rio Paraguai, na estação de Ladário (66825000), supera o nível de alerta de enchente (4 metros), o ano é considerado como um ano de cheia no Pantanal. Caso contrário, caracteriza-se um ano de seca. A ocorrência consecutiva de dois anos de seca no Pantanal determina o início de um ciclo de seca. O mesmo raciocínio aplica-se ao ciclo de cheia (GALDINO, 2002).

O estudo acima citado informa a ocorrência de um ciclo de cheias de 1942 a 1963 (22 anos) no qual foram observados 5 anos de seca. Entre 1964 e 1973 ocorreu o maior ciclo de seca registrado no Pantanal, com dez anos consecutivos de seca. Já a partir de 1974, iniciou-se um novo ciclo de cheia, com três das quatro maiores cheias no Pantanal: em 1988 a maior, em 1995 a terceira maior e em 1982 a quarta maior. A segunda maior cheia ocorreu em 1905. Com isso o atual ciclo de cheia, já com 40 anos, é o maior de que se tem registro. Nesse ciclo ocorreram apenas cinco anos de seca (1994, 2001, 2005, 2009 e 2012).

Com o objetivo de avaliar a variabilidade das vazões e níveis d'água nos períodos de recessão, foi realizada uma análise sobre a estação de Cáceres, cuja recessão ocorre entre os meses de junho e novembro. No período 1969-1997, a vazão média durante as recessões foi de 4,3 mm/pentad (esta unidade corresponde à resolução temporal do modelo: 5 dias). A Tabela 5 indica os valores máximo, mediano e mínimo das vazões médias observadas durante a recessão, bem como o respectivo ano em que ocorreram. A Figura 33 apresenta o histograma de distribuição das vazões médias durante o período 1969-1997 (29 anos). A Figura 34 apresenta os hidrogramas dos anos de 1969 (mínimo), 1986 (mediana) e 1982 (máximo) na recessão.

Nota-se que mesmo durante o período de águas baixas, pode ocorrer variação na magnitude das vazões em um horizonte de 5 dias, em virtude de eventos de chuva, de forma que se justifica a aplicação de modelagem chuva-vazão para a previsão de vazões, em complemento ao uso de outros modelos autoregressivos.

A título de exemplo, observe-se na Figura 34 o ano de 1986, correspondente à mediana das vazões médias de recessão. Nesse período, as máximas diferenças de vazão em um horizonte de 5 dias foi: 0,61 mm/pentad ($45,5 \text{ m}^3/\text{s}$ – descida do hidrograma) e 0,74 mm/pentad ($55,8 \text{ m}^3/\text{s}$ – subida do hidrograma). Em termos de nível d'água, isso corresponde, respectivamente, a uma redução de 29 cm e a um aumento de 43 cm. Essa magnitude é importante quando se trata da previsão de níveis para a navegação em períodos críticos de estiagem, quando se faz necessário otimizar o carregamento dos comboios, cujo calado é de 1,50 m no tramo norte da hidrovia (Cáceres/MT – Corumbá/MS).

Tabela 5 – Vazões médias observadas no período de recessão (junho a novembro) da estação fluviométrica de Cáceres (66070004)

Indicador	Vazão Média na Recessão (mm/pentad)	Ano
Máxima	5,9	1982
Mediana	4,6	1986
Mínima	2,4	1969

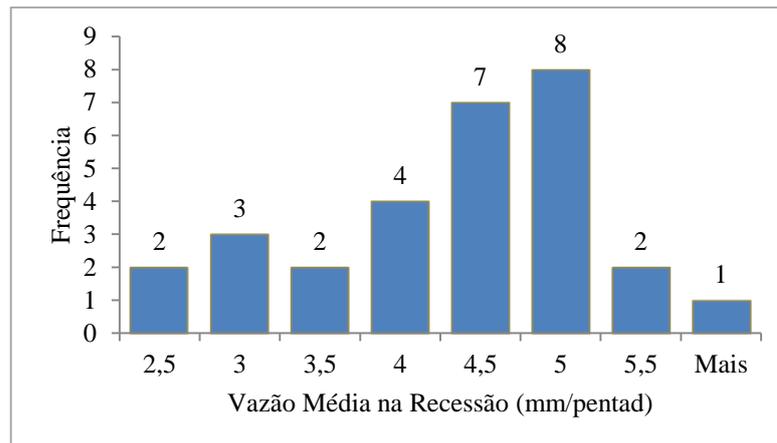


Figura 33 – Histograma das vazões médias ocorridas nos períodos de recessão da estação fluviométrica de Cáceres (66070004), entre os anos de 1969 e 1997

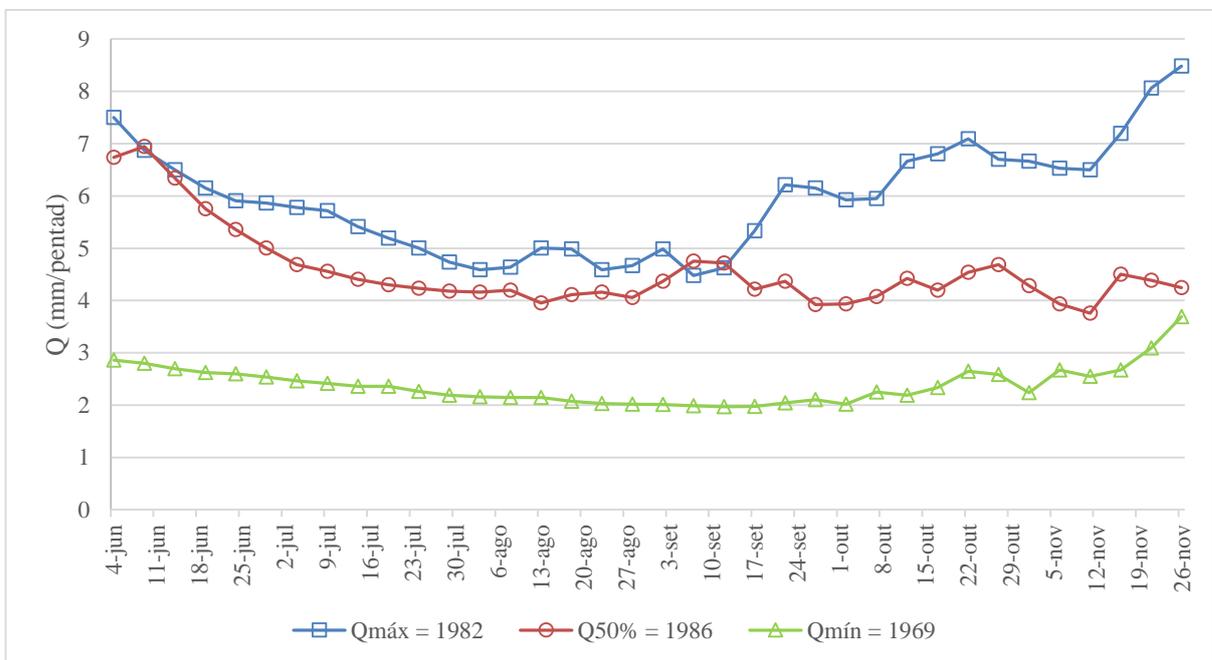


Figura 34 – Hidrogramas no período de recessão dos anos de 1969, 1982 e 1986 na estação fluviométrica de Cáceres (66070004)

3.1.4 Curva-Chave e Seções Transversais

No sítio eletrônico da ANA (www.hidroweb.com), foram obtidos dados para construção das curvas-chave das estações fluviométricas de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000). Estas curvas foram geradas a partir das séries históricas de cotas e vazões.

No caso de Cáceres, ao plotar os dados disponibilizados (1966-2007), observou-se a existência de duas curvas distintas. Analisando com cuidado os dados em função de diferentes períodos, foi possível separar a curva-chave da seguinte forma (Figura 35): 1) uma representando o período 01/01/1966 – 28/10/1996; 2) e outra representando o período 29/10/1996 – 30/09/2007. Não foi possível identificar o motivo dessa divergência, mas algumas possibilidades são: substituição da régua linimétrica (alterando a altitude de referência do zero da régua), mudança da seção transversal com o passar do tempo (devido por exemplo à construção de um cais ou por causa de processos de assoreamento do rio), entre outros motivos. A seção transversal do Rio Paraguai em Cáceres também foi obtida do banco de dados da ANA e está ilustrada na Figura 36.

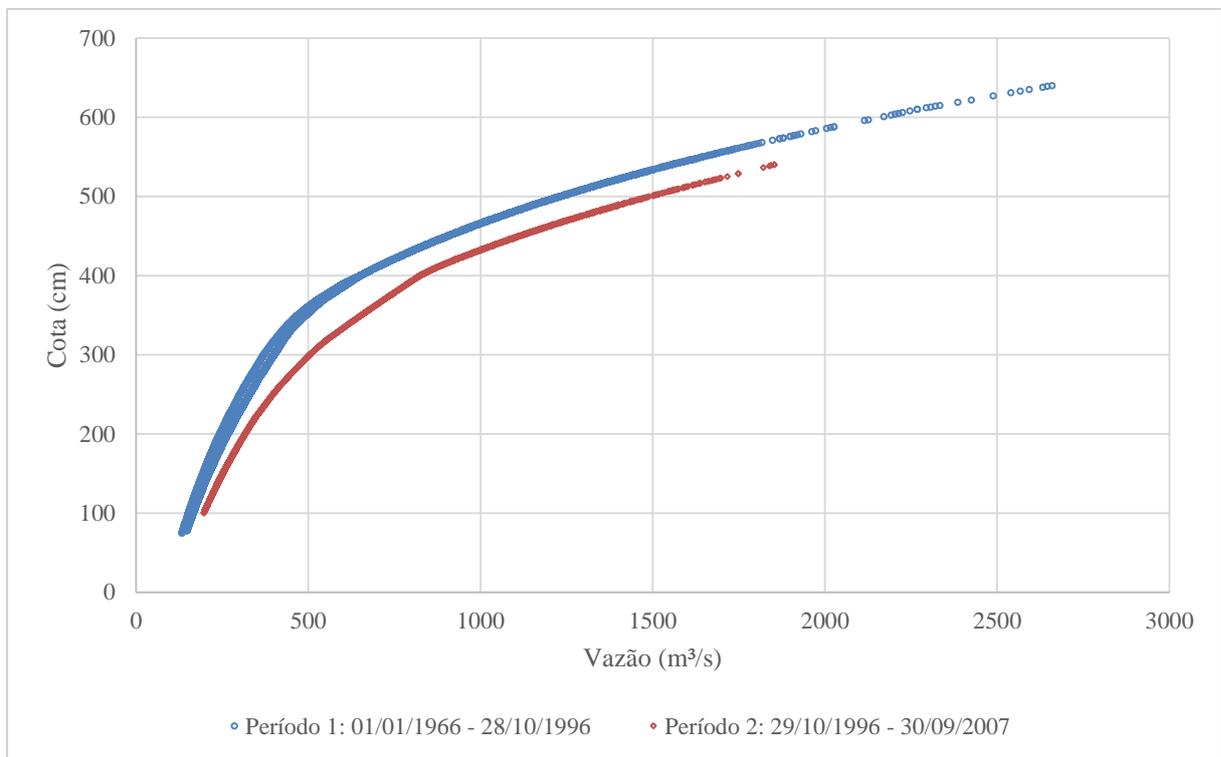


Figura 35 – Curva-Chave da estação fluviométrica de Cáceres (66070004)
Fonte: ANA (2013b)

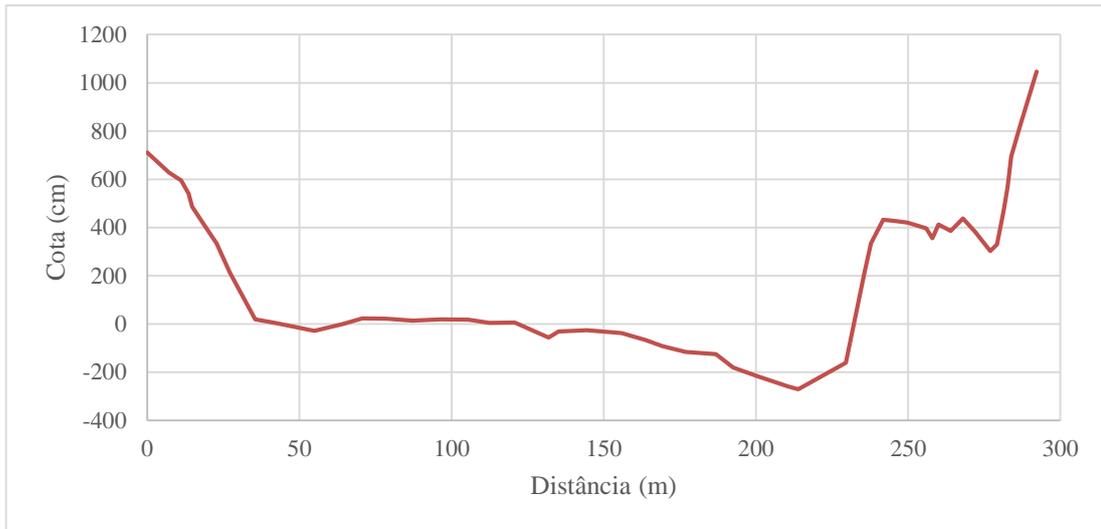


Figura 36 – Seção Transversal do Rio Paraguai na estação fluviométrica de Cáceres
Fonte: ANA (2013b)

Em Amolar, procedeu-se da mesma forma, plotando-se os dados de cota vs vazão no período 1968-2006. Diferentemente de Cáceres, a curva mostrou-se muito mais comportada (Figura 37), sem incongruências que pudessem indicar épocas distintas de validade de curva. A seção transversal nesta estação está representada na Figura 38.

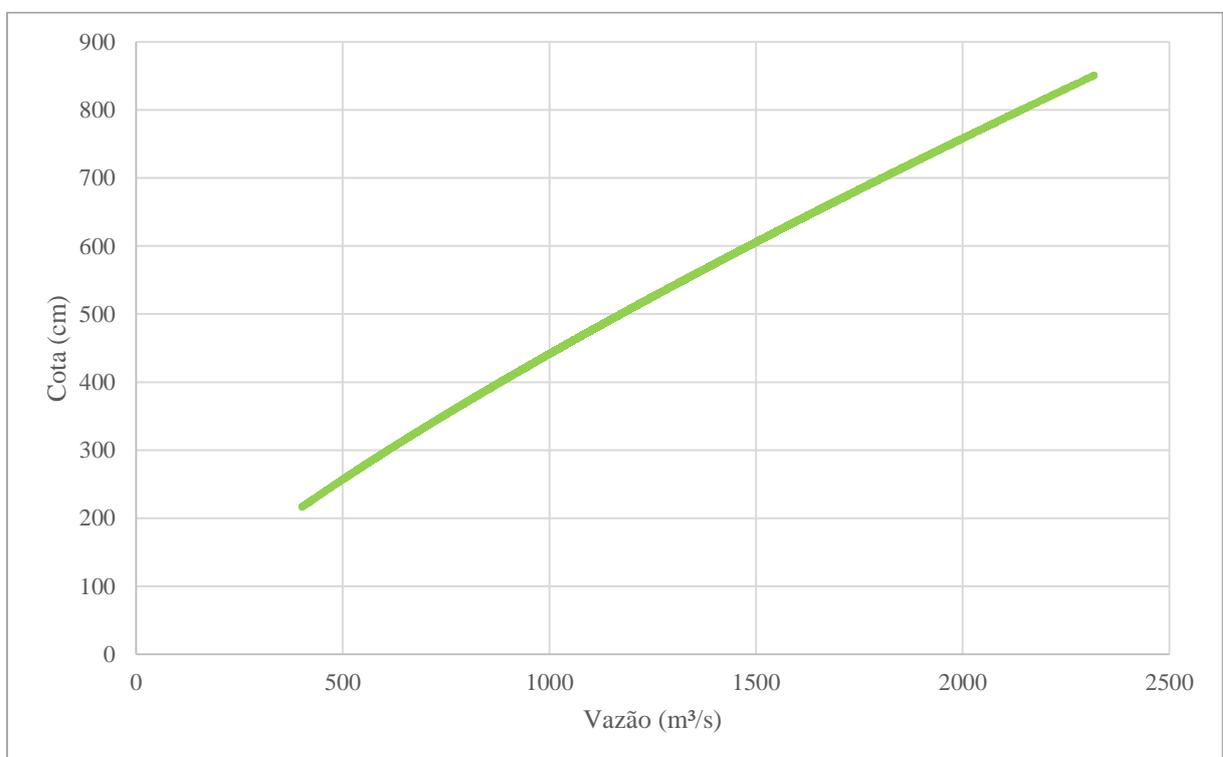


Figura 37 – Curva-Chave da estação fluviométrica de Amolar (66800000)
Fonte: ANA (2013b)

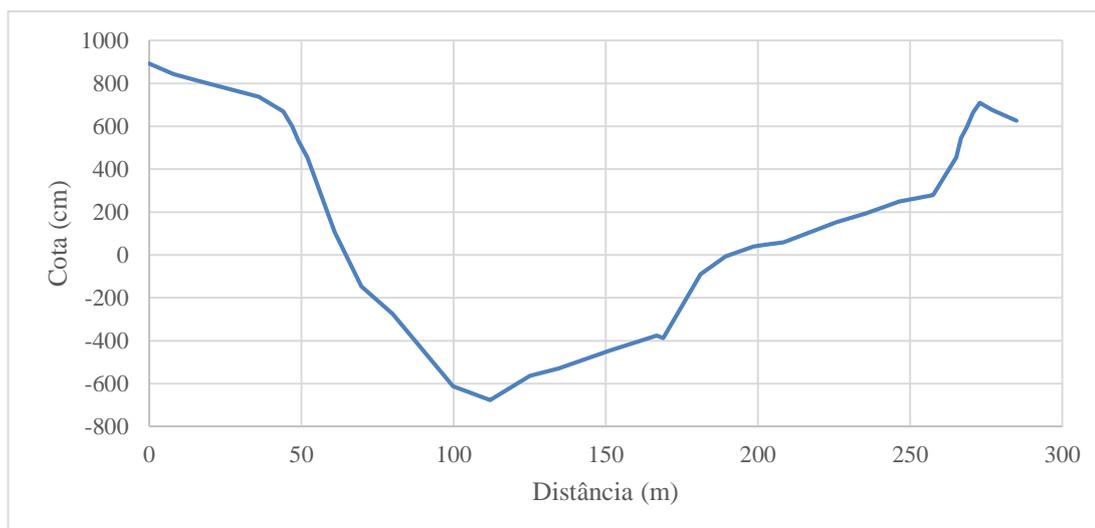


Figura 38 – Seção Transversal do Rio Paraguai na estação fluviométrica de Amolar
Fonte: ANA (2013b)

3.2 Dados Hidrológicos Seleccionados

Nesta seção, são apresentados os dados utilizados para calibração e validação do modelo de previsão, a saber: séries de vazão, séries de precipitação e séries de evapotranspiração potencial.

3.2.1 Dados de Vazão

Em consulta ao endereço eletrônico da ANA, através do sistema da Hidroweb, foram levantadas todas as estações fluviométricas cadastradas do Rio Paraguai. Dentre as estações encontradas, foram selecionadas duas devido à qualidade e ao tamanho das séries históricas de vazão. A grande diferença entre as áreas de contribuição destas estações (uma com 32.393 km² e outra com 234.472 km²) foi outro fator que influenciou na escolha. Assim, os dados de vazão utilizados na modelagem, foram obtidos das seguintes estações fluviométricas:

- Estação Fluviométrica de Cáceres (DNPVN) (66070004);
- Estação Fluviométrica de Amolar (66800000).

No Apêndice A é apresentada uma tabela que resume informações de inúmeras estações fluviométricas localizadas ao longo do Rio Paraguai e cadastradas na base de dados da ANA. Entre as informações disponibilizadas, constam: operador, responsável, coordenadas geográficas, área de drenagem, período de registro de cotas, vazões e descargas. O Apêndice B apresenta a localização dessas estações e as distâncias aproximadas entre elas.

A estação de Cáceres tem registros de vazões no período 1966-2006, com falhas em alguns dias dos anos de 1998. A série de vazão de Amolar contempla o período 1968-2006,

com falhas nos seguintes anos: 1988-1989, 1991-1995. Algumas informações referentes à bacia em estudo e às estações de interesse são resumidas na Tabela 6. Em função da disponibilidade de dados (inclusive dos dados de chuva), optou-se por utilizar os seguintes períodos para modelagem:

- Cáceres: calibração de 1969-1997 (29 anos) e validação de 1999-2006 (7 anos);
- Amolar: calibração de 1974-1985 (12 anos) e validação de 1996-2006 (11 anos).

Vale destacar que, no caso de Amolar, o período de calibração adotado (1974-1985) foi inferior ao disponível (1968-1987) para se garantir a estacionariedade da série, condição importante para a calibração dos parâmetros do modelo, conforme será discutido adiante.

Tabela 6 – Estações fluviométricas selecionadas para modelagem

Fonte: ANA (2013b)

Estação Fluviométrica	Cáceres (DNPVN)	Amolar
Código	66070004	66800000
Rio	Paraguai	Paraguai
Área de Drenagem (km ²)	32.393	234.472
Área Incremental (km ²)		202.079
Latitude (SAD69)	16°04'33"S	18°02'19"S
Longitude (SAD69)	57°42'08"W	57°29'19"W
Altitude (m)	262	85
km da hidrovia	2179	1719
Distância (km)		460
Série de Vazões	1966-1997, 1999-2006	1968-1987, 1990, 1996-2006
Calibração	1969-1997	1974-1985,
Validação	1999-2006	1996-2006

3.2.2 Dados de Precipitação

A aplicação de um modelo chuva-vazão requer, entre outros dados de entrada, dados de pluviometria. Para isso foram identificadas no site da ANA as estações pluviométricas situadas dentro das sub-bacias de interesse. Na sub-bacia de Cáceres (66070004) foram selecionadas para modelagem 10 estações pluviométricas. Na sub-bacia de Amolar (66800000) foram selecionadas 42 estações (incluindo as 10 de Cáceres). A localização destas estações pode ser visualizada na Figura 39 e algumas informações sobre elas (código, nome, estado, município, responsável, operador, coordenadas, período) são resumidas na Tabela 7.

Como se pode observar, os períodos de dados disponíveis em cada estação são variados. O modelo requer como entrada uma única série de dados de precipitação. Para isso foi gerada uma série a partir da média aritmética das precipitações em todas as estações da sub-

bacia. Este é o procedimento mais simples, embora não seja o melhor para estimar a precipitação média (há outros métodos mais precisos, por exemplo o Método de Thiessen). Além disso, existem outros erros (grosseiros, sistemáticos ou fortuitos) associados aos dados disponibilizados, os quais continuariam presentes independentemente do método empregado.

Espera-se que apesar da presença desses erros, o modelo acoplado ao Filtro de Kalman seja capaz de assimilar as incertezas associadas aos dados de entrada e melhorar a previsão das vazões a cada passo de tempo.

Na Figura 39, nota-se a ausência de estações na parte oeste da bacia. Essa região contempla território boliviano e, por essa razão, não se obteve acesso às estações pluviométricas lá existentes e às suas respectivas séries de precipitação. Entretanto, esta é uma área com menores declividades e sem a presença de contribuintes importantes como aqueles presentes na margem esquerda do Rio Paraguai. Desta maneira, a não inclusão destas estações não implicará em distorções expressivas na estimativa da chuva média na bacia. Os períodos das séries de precipitação a serem utilizados na modelagem são, obrigatoriamente, os mesmos das séries de vazão (Tabela 7).

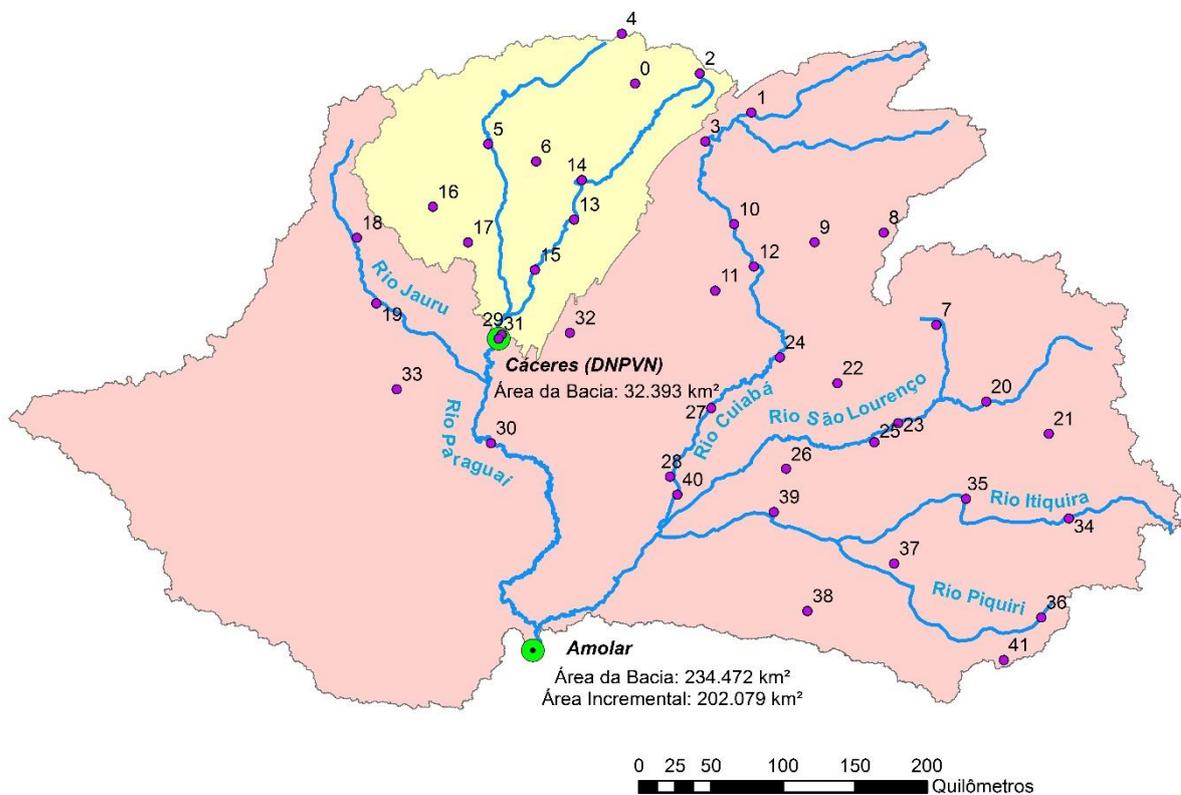


Figura 39 – Estações pluviométricas selecionadas nas bacias com exutórios em Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)

Tabela 7 – Estações pluviométricas selecionadas nas bacias com exutórios em Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)

Fonte: ANA (2013b)

#	Código	Nome da Estação	UF	Município	Responsável	Operador	Latitude (SAD69)	Longit. (SAD69)	Alt. (m)	Período
0	1456001	Arenápolis (Canaã)	MT	Arenápolis	ANA	CPRM	-14,4694	-56,8500	268	72-13
1	1456004	Quebó	MT	Nobres	FURNAS	FURNAS	-14,6525	-56,1239	215	73-13
2	1456005	Diamantino	MT	Diamantino	INMET	INMET	-14,4058	-56,4464	286	32-09
3	1456008	Rosário Oeste	MT	Rosário Oeste	FURNAS	FURNAS	-14,8342	-56,4117	193	69-90, 94-13
4	1456009	Parecis (BR-364)	MT	Diamantino	ANA	CPRM	-14,1564	-56,9331	506	70-88, 94-13
5	1457000	Tapirapuã	MT	Tangará da Serra	ANA	CPRM	-14,8506	-57,7678	212	72-90, 93-13
6	1457001	Tangará da Serra	MT	Barra do Bugres	ANA	CPRM	-14,9600	-57,4686	380	70-90, 93-13
7	1554006	Jaciara	MT	Jaciara	ANA	CPRM	-15,9889	-54,9683	252	66-06
8	1555000	Ponte Alta	MT	Cuiabá	ANA	ANA	-15,4078	-55,2967	610	67-00
9	1555001	Chapada dos Guimarães	MT	Chapada dos Guimarães	FURNAS	FURNAS	-15,4689	-55,7289	529	69-83, 86-13
10	1556000	Nossa Senhora da Guia	MT	Cuiabá	ANA	CPRM	-15,3550	-56,2317	240	71-13
11	1556001	N.S. Livramento - Bosque F. Barros	MT	Nossa Senhora do Livramento	ANA	CPRM	-15,7739	-56,3497	225	71-13
12	1556002	Cuiabá	MT	Cuiabá	INMET	INMET	-15,6217	-56,1083	145	11-93, 95, 98-13
13	1557000	Porto Estrela	MT	Barra do Bugres	ANA	ANA	-15,3258	-57,2311	128	71-09
14	1557001	Barra do Bugres	MT	Barra do Bugres	ANA	CPRM	-15,0767	-57,1825	156	69-72, 76-86, 88-13
15	1557003	Barranquinho	MT	Porto Estrela	ANA	CPRM	-15,6422	-57,4750	187	70-72, 76-83, 93-13
16	1558000	Colônia Rio Branco	MT	Rio Branco	ANA	CPRM	-15,2453	-58,1133	124	71-72, 76-79, 83, 89, 91, 93-13
17	1558001	Ponte Cabaçal MT-125	MT	Mirassol d'Oeste	ANA	CPRM	-15,4692	-57,8942	188	72, 74-83, 89, 92-13
18	1558004	Alto Jaurú	MT	Indiavaí	ANA	CPRM	-15,4400	-58,5878	235	65-72, 76-87, 89, 91, 93-13
19	1558005	Porto Esperidião	MT	Porto Esperidião	ANA	CPRM	-15,8533	-58,4658	166	66-72, 76-83, 89-90, 93-13
20	1654000	Rondonópolis	MT	Rondonópolis	ANA	CPRM	-16,4714	-54,6567	220	66-13
21	1654001	Santa Terezinha	MT	Pedra Preta	ANA	CPRM	-16,6739	-54,2661	305	70-90, 93-13
22	1655000	Baia Nova	MT	Barão de Melgaço	ANA	CPRM	-16,3561	-55,5864	150	69-88, 94-13
23	1655001	Acima do Córrego Grande	MT	Santo Antônio do Leverger	ANA	CPRM	-16,6081	-55,2064	139	72-74, 76-83, 94-13
24	1655002	Barão de Melgaço	MT	Barão de Melgaço	ANA	CPRM	-16,1936	-55,9453	158	69-13
25	1655003	Taiamã	MT	Santo Antônio do Leverger	ANA	ANA	-16,7275	-55,3553	165	65-89, 93-11
26	1655004	Santa Lúcia	MT	Barão de Melgaço	ANA	CPRM	-16,8939	-55,9072	298	69-89, 95-13
27	1656001	Porto Cercado (ex-Retiro Biguaçal)	MT	Poconé	ANA	CPRM	-16,5119	-56,3756	119	69-88, 93-13
28	1656004	São João	MT	Poconé	ANA	CPRM	-16,9442	-56,6319	116	70-13
29	1657000	Cáceres	MT	Cáceres	INMET	INMET	-16,0500	-57,6833	118	12-13, 25-46, 48-65,

#	Código	Nome da Estação	UF	Município	Responsável	Operador	Latitude (SAD69)	Longit. (SAD69)	Alt. (m)	Período
										71-72, 75-90, 95, 98
30	1657002	Descalvados	MT	Cáceres	ANA	CPRM	-16,7336	-57,7503	103	68-72, 76-83, 91, 93-06, 11-13
31	1657003	Cáceres (DNPVN)	MT	Cáceres	ANA	CPRM	-16,0758	-57,7022	108	72-74, 76-83, 99-13
32	1657004	Flechas	MT	Cáceres	ANA	CPRM	-16,0392	-57,2575	154	69-85, 93-13
33	1658000	Destacamento da Corixa	MT	Cáceres	ANA	CPRM	-16,3944	-58,3389	168	69-72, 76-83, 93-13
34	1754000	Itiquira	MT	Itiquira	ANA	CPRM	-17,2078	-54,1400	526	66-13
35	1754003	Acampamento Itiquira	MT	Itiquira	ANA	ANA	-17,0833	-54,7833	469	71-83
36	1754004	Pedro Severo	MS	Pedro Gomes	ANA	CPRM	-17,8308	-54,3131	268	71-73, 75-86, 92-07, 09-13
37	1755000	Santo Antônio do Paraíso	MT	Itiquira	ANA	CPRM	-17,4917	-55,2322	143	69-72, 76-83, 92-13
38	1755001	União	MS	Corumbá	ANA	CPRM	-17,7903	-55,7736	134	69-72, 76-89, 93-06, 09-13
39	1755004	São Jerônimo	MS	Aquidauana	ANA	ANA	-17,1667	-55,9833	122	64-89
40	1756000	Ilha Camargo	MT	Barão de Melgaço	ANA	CPRM	-17,0572	-56,5856	113	68-88, 91-06, 08-13
41	1854001	Pedro Gomes	MS	Pedro Gomes	ANA	CPRM	-18,0986	-54,5472	113	69-83, 89, 92-13

3.2.3 Dados de Evapotranspiração

A evapotranspiração (*ET*) representa em essência a diferença entre precipitação e escoamento, quando se olha um período suficientemente longo para poder desprezar as variações no armazenamento da bacia. No modelo 3R, esse é um dos mecanismos, além do escoamento, responsáveis pela retirada do volume de água precipitado e/ou armazenado na bacia.

A evapotranspiração atua continuamente na bacia e depende, entre outros fatores, da disponibilidade de água no solo, das condições atmosféricas, do tipo e extensão da cobertura vegetal. É difícil mensurá-la com precisão, embora existam diferentes métodos para estimá-la: tanque evaporimétrico classe A, evaporígrafo de balança, balanço hídrico (equação da continuidade), fórmulas semi-empíricas baseadas no transporte de massa (teorias da difusão e da camada limite de concentração), fórmulas semi-empíricas baseadas no balanço entre a energia absorvida pela superfície evaporante e o calor latente de evaporação (exemplos: Penman, 1948; Thornthwaite; Blainey-Criddle).

Diante de fatores como a indisponibilidade de dados de *ET* na sub-bacia de interesse (com a resolução espacial necessária para a modelagem) e a dificuldade de previsão desta grandeza, optou-se por usar dados de evapotranspiração potencial (*PET*). Este parâmetro é

definido como a máxima evapotranspiração que ocorreria na bacia no caso de disponibilidade hídrica ilimitada.

Assim, foram utilizadas as séries evapotranspiração potencial mensal média de longo período calculadas por Sentelhas et al. (1999) aplicando o método de Thornthwaite & Mather (1955) para 500 postos meteorológicos do Brasil. No caso da bacia em estudo, foram aplicados os dados dos postos de Cáceres, Diamantino e Cuiabá, todos no estado do Mato Grosso (Figura 40). A Tabela 8 e a Figura 41 apresentam os valores de evapotranspiração potencial média mensal de longo termo nestes três postos, bem como a média entre eles, utilizada nas simulações. A *PET* média mensal de longo termo foi estimada em 1445 mm/ano, equivalente a aproximadamente 120 mm/mês. Como esperado, os maiores valores ocorrem no verão, atingindo 145 mm/mês em dezembro. O mínimo ocorre em julho, totalizando 78 mm/mês.

Apesar da média aritmética dos valores ser um procedimento bastante simplificado para estimar a média da sub-bacia (distribuição espacial desigual dos postos) e embora a *PET* mensal média de longo termo também incorpore limitações e simplificações à modelagem, espera-se que o modelo dinâmico-estocástico seja capaz de assimilar essas incertezas durante as simulações e melhore as previsões de vazão gradativamente, através da atualização dos estados do sistema.

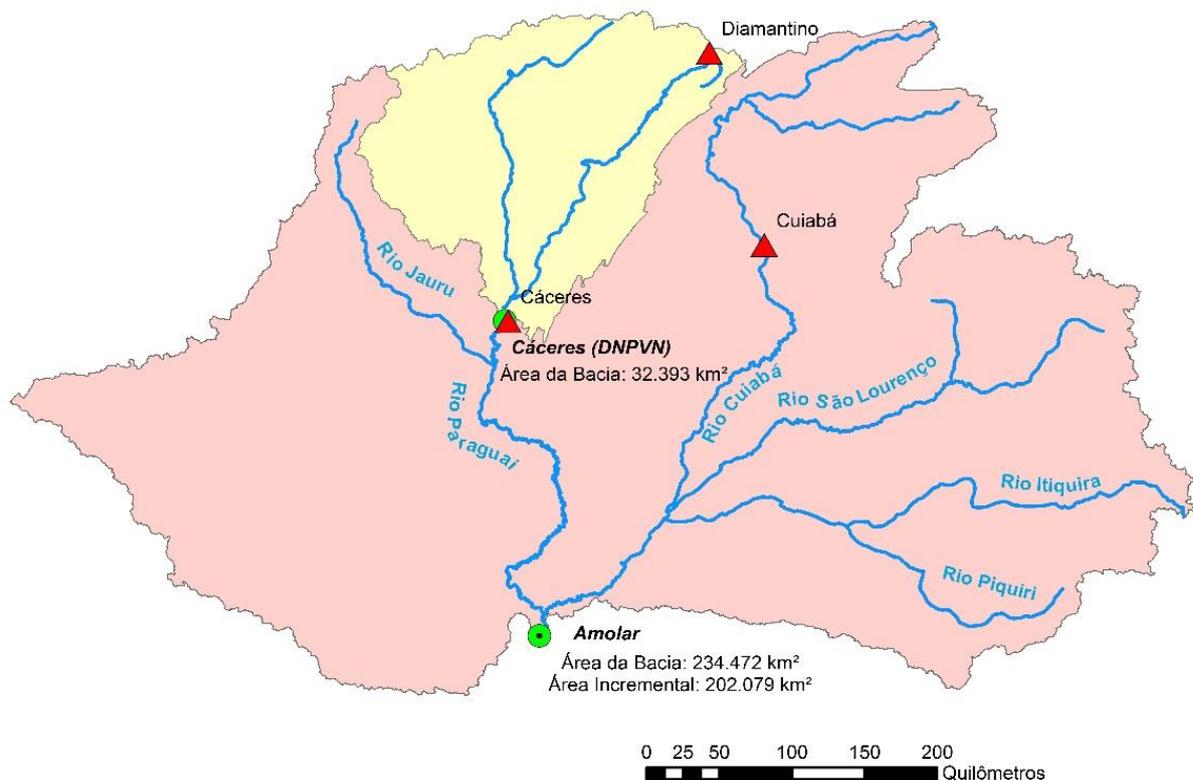


Figura 40 – Postos meteorológicos com dados de evapotranspiração potencial utilizados na modelagem: Cáceres, Diamantino e Cuiabá

Tabela 8 – Evapotranspiração potencial média mensal de longo termo nos postos de Cáceres, Diamantino e Cuiabá

Fonte: SENTELHAS et al. (1999)

Meses	PET (mm)			PET (mm/dia)	
	Cáceres	Diamantino	Cuiabá	Média	Média
Jan	144,8	104,8	149,5	133,0	4,3
Fev	131,1	142,2	113,9	129,1	4,6
Mar	144,5	108,1	143,8	132,1	4,3
Abr	139,6	155,9	127,3	140,9	4,7
Mai	110,3	102,4	103,5	105,4	3,4
Jun	65,9	110,4	83,4	86,6	2,9
Jul	65,7	100,8	68,3	78,3	2,5
Ago	81,3	105,4	103,7	96,8	3,1
Set	106,3	114,0	133,9	118,1	3,9
Out	151,4	109,6	159,0	140,0	4,5
Nov	146,3	117,1	155,3	139,6	4,7
Dez	151,0	131,9	152,0	145,0	4,7
Média	119,8	116,9	124,5	120,4	4,0
Total Anual	1438,1	1402,6	1493,6	1444,7	

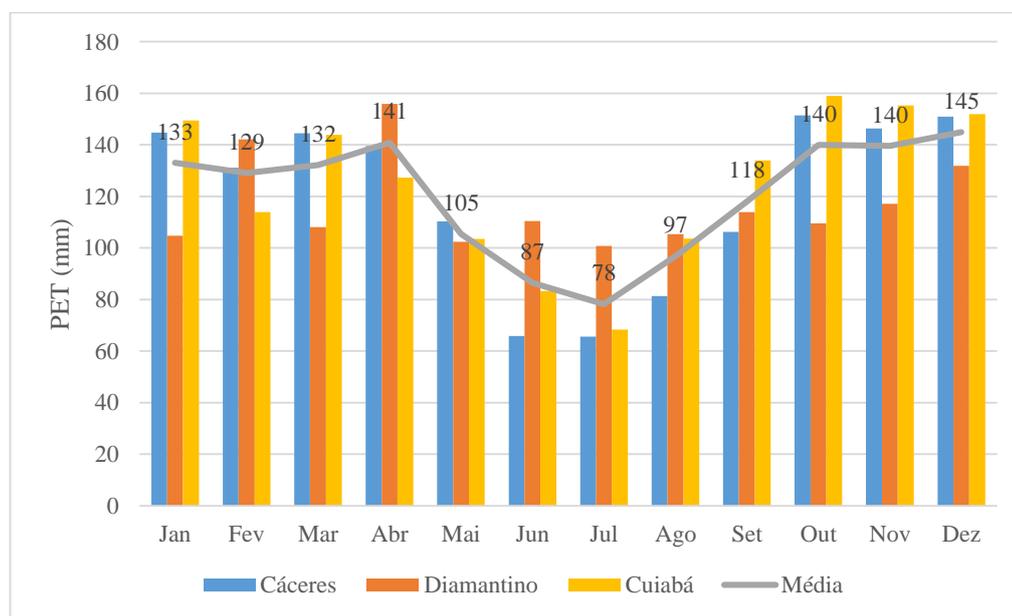


Figura 41 – Evapotranspiração potencial média mensal de longo termo nos postos de Cáceres, Diamantino e Cuiabá

Fonte: SENTELHAS et al. (1999)

4. MÉTODOS

A primeira seção deste capítulo apresenta o modelo hidrológico dinâmico chuva-vazão-propagação 3R (KRAUSKOPF NETO et al., 2007a), composto pelos processos da fase bacia e canal. A fase canal foi modificada para desconsiderar o termo que computava as contribuições de trechos a montante (GUETTER, 2014). Com essa modificação o modelo recebeu a nomenclatura 3RV2.

A segunda seção detalha a formulação do componente estocástico de atualização de estados com aplicação dos conceitos do Filtro de Kalman, conforme Krauskopf Neto et al. (2007b) e atualizado por Guetter (2014) para ser compatível com o modelo 3RV2.

A última seção apresenta métodos para análise estatística das previsões de vazão de acordo com Georgakakos *et al.* (2004).

4.1 Modelo Hidrológico Dinâmico

O modelo hidrológico dinâmico a ser implementado nesse trabalho é o modelo 3RV2, que consiste em uma versão modificada (GUETTER, 2014) do modelo 3R, cujo nome tem origem nas iniciais das palavras “*rainfall-runoff-routing*” (chuva-vazão-propagação). Este modelo é uma adaptação, para a aplicação em grandes bacias, do modelo Sacramento (GUETTER et al., 1996; KRAUSKOPF NETO et al., 2007a).

O modelo Sacramento foi descrito por: Burnash, Ferral e McGuire (1973); Peck (1976); e Georgakakos e Smith (1990). A formulação do processo de transformação da chuva em vazão no modelo Sacramento consiste na representação do solo em duas camadas, a superior e a inferior, cada qual composta por subcamadas, modeladas por reservatórios não-lineares, para representação dos armazenamentos da água livre (gravitacional) e da água sujeita à tensão de capilaridade. No total, há cinco subcamadas de solo. O modelo Sacramento não depende de escala, podendo simular tanto pequenas quanto grandes bacias. Todavia, a complexidade de sua formulação (cinco estados – armazenamentos dos reservatórios que representam as subcamadas de solo – e dezessete parâmetros) torna complexo o desenvolvimento de um estimador de estado para uso com o modelo.

Guetter, Georgakakos e Tsonis (1996) adaptaram a formulação do modelo Sacramento, representando cada camada de solo por um único reservatório não-linear e utilizando uma única cascata de reservatórios não-lineares para representar tanto o processo de laminação do escoamento superficial quanto a propagação em canal das contribuições de

montante, denominando o modelo resultante de 3R. Estas alterações reduziram a complexidade do modelo (três estados e onze parâmetros), mas também diminuíram a capacidade de representar os detalhes dos processos de infiltração e percolação em pequenas bacias. Assim, o modelo 3R é indicado para uso em grandes bacias e para a resolução temporal de algumas horas, ou preferencialmente, para a resolução diária.

Nesta dissertação, foi implementada uma nova alteração no Modelo 3R (GUETTER, 2014). Os processos de laminação do escoamento superficial e propagação das vazões no canal principal foram representados por uma cascata de 2 reservatórios não-lineares e foram desconsideradas contribuições de trechos a montante. Assim, o modelo passou a ter quatro estados e onze parâmetros. A estrutura dos armazenamentos (estados) e fluxos do modelo 3RV2 está ilustrada na Figura 42.

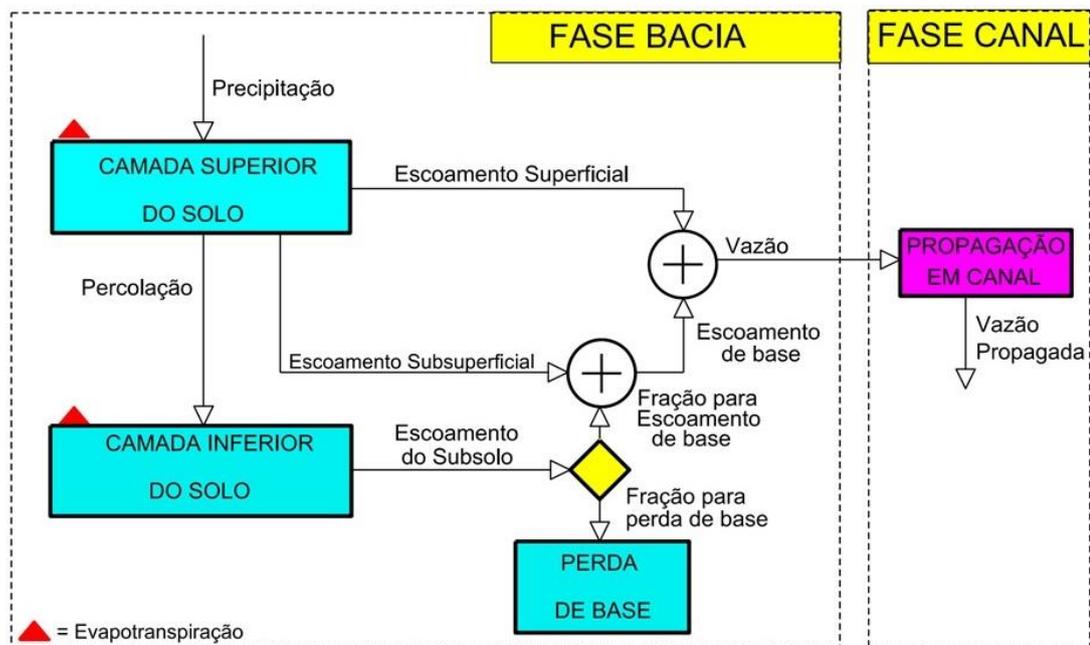


Figura 42 – Estrutura do Modelo 3RV2
Fonte: Adaptado de Krauskopf Neto, Guetter e Mine (2007a)

O modelo 3RV2 é um modelo hidrológico determinístico, conceitual e com aplicação concentrada. Representa dois conjuntos de processos: (1) fase bacia, que é o balanço hídrico, na sub-bacia, da água nas duas camadas do solo, usando a chuva e a evapotranspiração potencial como dados de entrada e gerando os escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo; (2) fase canal, que atua na propagação do escoamento no canal, não havendo afluência de trechos a montante (KRAUSKOPF NETO et al., 2007a; GUETTER, 2014).

4.1.1 *Armazenamentos do Modelo 3RV2*

O modelo 3RV2 adota quatro reservatórios conceituais, cujos armazenamentos são as variáveis de estado. Dois reservatórios conceituais simulam o armazenamento no solo na fase bacia e dois reservatórios não-lineares simulam a laminação do escoamento superficial e a propagação de vazões no canal principal.

As variáveis de estado do modelo 3RV2 são (em mm): X_1 = armazenamento na camada superior de solo; X_2 = armazenamento na camada inferior de solo; X_3 e X_4 = armazenamento no canal natural de drenagem.

4.1.2 *Fluxos do Modelo 3RV2*

Os fluxos da fase bacia do modelo 3RV2 são definidos por unidade de área da bacia, sendo expressos como alturas de lâmina de água por unidade de tempo (mm/dia). A camada superior do solo simula os processos hidrológicos rápidos, que dependem diretamente da ocorrência da chuva e da intensidade da evaporação potencial. O fluxo de entrada da camada superior do solo é a precipitação média sobre a área da bacia, que deve ser fornecida como dado de entrada para o modelo. A camada superior do solo produz quatro fluxos de saída: (1) escoamento superficial, que é proveniente ou da chuva que excede a capacidade de infiltração do solo não saturado, ou do excesso de precipitação em um trecho já saturado da bacia; (2) evapotranspiração da camada superior, que simula as perdas de umidade pela evaporação e a parcela de transpiração da camada superior; (3) escoamento subsuperficial, que é o escoamento na zona vadosa ou aerada do solo, decorrente do gradiente lateral do grau de saturação do solo; (4) percolação, que é o fluxo vertical que transfere água da camada superior do solo para a inferior. Os três primeiros fluxos dependem apenas do armazenamento da camada superior do solo, enquanto que o último é dependente do armazenamento na camada superior e do déficit de umidade da camada inferior (KRAUSKOPF NETO et al., 2007a).

A camada inferior do solo simula os processos hidrológicos mais lentos da bacia. O fluxo de entrada na camada inferior é a percolação e são produzidos três fluxos de saída: (1) fração do escoamento subterrâneo que contribui para o escoamento de base; (2) recarga do aquífero, que é fração do escoamento subterrâneo que provoca a subida do nível freático e que não aparece no exutório da bacia; (3) transpiração, que é a fração dominante das perdas de evapotranspiração na camada inferior do solo (KRAUSKOPF NETO et al., 2007a).

O somatório dos escoamentos superficial, subsuperficial e de base, formam uma contribuição em marcha para o canal natural de drenagem, que é propagada até o exutório da

bacia através das equações que simulam a fase canal do 3RV2.

4.1.3 Equações Governantes do Modelo 3RV2

Krauskopf Neto (2005) e Guetter (2014) detalharam as equações e parâmetros que estão sucintamente descritos nessa seção. O modelo chuva-vazão-propagação 3RV2 é apresentado como um conjunto de equações diferenciais ordinárias que representam as variações temporais do armazenamento dos dois reservatórios de solo (X_1 e X_2) e dos reservatórios do algoritmo de propagação de vazões (X_3 e X_4). Como as equações governantes representam as taxas de variação no tempo de cada variável de estado, se diz que o modelo é representado no espaço de estados. As variáveis de estado variam diretamente com o tempo. Os fluxos são funções dos armazenamentos, variando implicitamente com o tempo. As *quatro* equações de estado do modelo 3RV2 são:

$$\frac{dX_1(t)}{dt} = PREC - SR - INT - ET_1 - PR \quad (7)$$

$$\frac{dX_2(t)}{dt} = PR - ET_2 - GW \quad (8)$$

$$\frac{dX_3(t)}{dt} = \alpha (X_3)^{m_4} \quad (9)$$

$$\frac{dX_4(t)}{dt} = \alpha (X_4)^{m_4} \quad (10)$$

Os termos de fluxo das equações (7) a (10), em mm/dia, são: $PREC$ = precipitação; SR = escoamento superficial; PR = percolação; ET_1 = evapotranspiração na camada superior do solo; INT = escoamento subsuperficial; ET_2 = transpiração na camada inferior do solo; GW = escoamento subterrâneo. Os demais termos são: t = tempo; α = coeficiente linear do modelo de propagação do escoamento no canal natural (pentad⁻¹); m_4 expoente do modelo de propagação (adimensional).

Os estados das equações (7) a (9) estão sujeitos às seguintes restrições de saturação:

$$0 \leq X_1 \leq X_1^0 \quad (11)$$

$$0 \leq X_2 \leq X_2^0 \quad (12)$$

Onde: X_1^0 = capacidade máxima da camada superior do solo (mm), X_2^0 = capacidade máxima da camada inferior do solo (mm).

Os fluxos do modelo 3RV2 são representados pelas equações (13) a (20):

$$SR = PREC \left(\frac{X_1}{X_1^0} \right)^{m_1} \quad (13)$$

$$INT = C_1 \cdot X_1 \quad (14)$$

$$ET_1 = PET \left(\frac{X_1}{X_1^0} \right) \quad (15)$$

$$PR = C_2 X_2^0 \left[1 + C_3 \left(1 - \frac{X_2}{X_2^0} \right)^{m_2} \right] \frac{X_1}{X_1^0} \quad (16)$$

$$ET_2 = (PET - ET_1) \left(\frac{X_2}{X_2^0} \right)^{m_3} \quad (17)$$

$$GW = C_2 \cdot X_2 \quad (18)$$

$$BSF = \left[\frac{1}{1 + \mu} \right] GW + INT \quad (19)$$

$$RCG = \left[\frac{\mu}{1 + \mu} \right] GW \quad (20)$$

Onde: *PET* = evapotranspiração potencial; *BSF* = escoamento de base (mm/dia); e *RCG* = recarga do aquífero, ou perda da vazão de base, constituindo um fluxo que não integra o conjunto que é medido no posto fluviométrico no exutório da bacia. A Tabela 9 lista os parâmetros das fases bacia e canal do modelo 3RV2.

Tabela 9 – Parâmetros do Modelo 3RV2
Fonte: Adaptado de Krauskopf Neto, Guetter e Mine (2007a)

Parâmetro	Descrição	Unidade
X_1^0	Capacidade da camada superior do solo	mm
X_2^0	Capacidade da camada inferior do solo	mm
m_1	Expoente da função de escoamento superficial	adimensional
C_1	Taxa de recessão da camada superior do solo	pentad ⁻¹
m_2	Expoente da função de percolação	adimensional
m_3	Expoente da função de transpiração	adimensional
C_2	Taxa de recessão da camada inferior do solo	pentad ⁻¹
C_3	Coefficiente de aumento da percolação para o máximo gradiente vertical	adimensional
μ	Fração de recarga do aquífero	adimensional
α	Taxa de recessão da propagação no canal	pentad ⁻¹
m_4	Expoente da função de propagação no canal	adimensional

As equações de estado do modelo 3RV2 são integradas numericamente com o uso do método de Runge-Kutta de 4ª Ordem (PRESS et al., 2007), a partir das condições iniciais dos armazenamentos dos reservatórios conceituais e da assimilação dos dados de entrada, que são os totais da chuva e evapotranspiração potencial médios na bacia, para cada intervalo de tempo. A integração é realizada com um número de passos variável em função da intensidade da precipitação, sendo que para os períodos sem chuva assume-se um número mínimo de passos para o intervalo de integração.

4.1.4 Análise de Consistência Conjunta dos Fluxos

Previamente à calibração e à aplicação do modelo hidrológico, faz-se necessário analisar a consistência conjunta dos fluxos. Nesta análise, busca-se estimar o armazenamento de água no solo (S_i em mm) de modo que se promova o fechamento do balanço hidrológico mensal. Assume-se que o objetivo foi alcançado quando a série de variação do armazenamento se mostrar estacionária e com a magnitude $0 < S_i < 1000$ mm. A equação (21) representa esta variação mensal.

$$\frac{\partial S}{\partial t} = PREC - Q - G - ET \quad (21)$$

Destaca-se aqui uma notação divergente da usada na seção anterior, onde: $PREC$ é a precipitação na bacia; Q é a vazão medida no exutório da bacia; G é a vazão subterrânea transferida para outra bacia; e ET é a evapotranspiração na bacia. Todos os termos são representados em mm/mês.

Entre os dados mensais necessários para o fechamento do balanço, estão disponibilizadas apenas as séries de precipitação ($PREC$), vazão (Q) e evapotranspiração potencial (PET). A evapotranspiração real (ET) pode ser estimada pela equação (22), onde S é o armazenamento no solo e S_0 é a capacidade máxima de armazenamento. O escoamento subterrâneo (G) também pode ser parametrizado como função da vazão medida no exutório da bacia, conforme indica a equação (23), com $0 \leq \eta \leq 0,2$.

$$ET = PET \cdot \frac{S}{S_0} \quad (22)$$

$$G = \eta \cdot Q \quad (23)$$

Como a série de PET foi obtida pela climatologia mensal, a amplitude da média atenua a amplitude da variabilidade mensal. Assim, para calibrar a amplitude de PET , adota-se um parâmetro linear α_{PET} , aqui denominado coeficiente de correção da amplitude de PET . A

inclusão das parametrizações e do coeficiente de correção da amplitude na equação (21), resulta na equação (24).

$$\frac{\partial S}{\partial t} = PREC - Q \cdot (1 + \eta) - \alpha_{PET} \cdot PET \cdot \left(\frac{S}{S_0} \right) \quad (24)$$

Espera-se que $\alpha_{PET} \geq 1,0$ para o fechamento do balanço, que é estimado com rodadas sucessivas variando o valor de α_{PET} em 0,1 até que o armazenamento S_0 atinja valores inferiores a 1000 mm. A discretização da equação governante (24) é representada pela equação (25).

$$S_{i+1} = \frac{2 \cdot S_0 \cdot PREC_{i+1}}{2 \cdot S_0 + \alpha_{PET} \cdot PET_{i+1}} - \frac{2 \cdot S_0 \cdot Q_{i+1} \cdot (1 + \eta)}{2 \cdot S_0 + \alpha_{PET} \cdot PET_{i+1}} + S_i \cdot \frac{2 \cdot S_0 - \alpha_{PET} \cdot PET_{i+1}}{2 \cdot S_0 + \alpha_{PET} \cdot PET_{i+1}} \quad (25)$$

4.1.5 Calibração dos Parâmetros

Os parâmetros do modelo 3RV2 foram calibrados de forma semi-automática, com a implementação do Método de Descida do Simplex no Espaço Multidimensional (Figura 43), desenvolvido por Nelder e Mead (1965) e descrito em Press *et al.* (2007), que é um método de otimização por busca direta, caracterizado pela sua grande robustez, embora não seja um otimizador global.

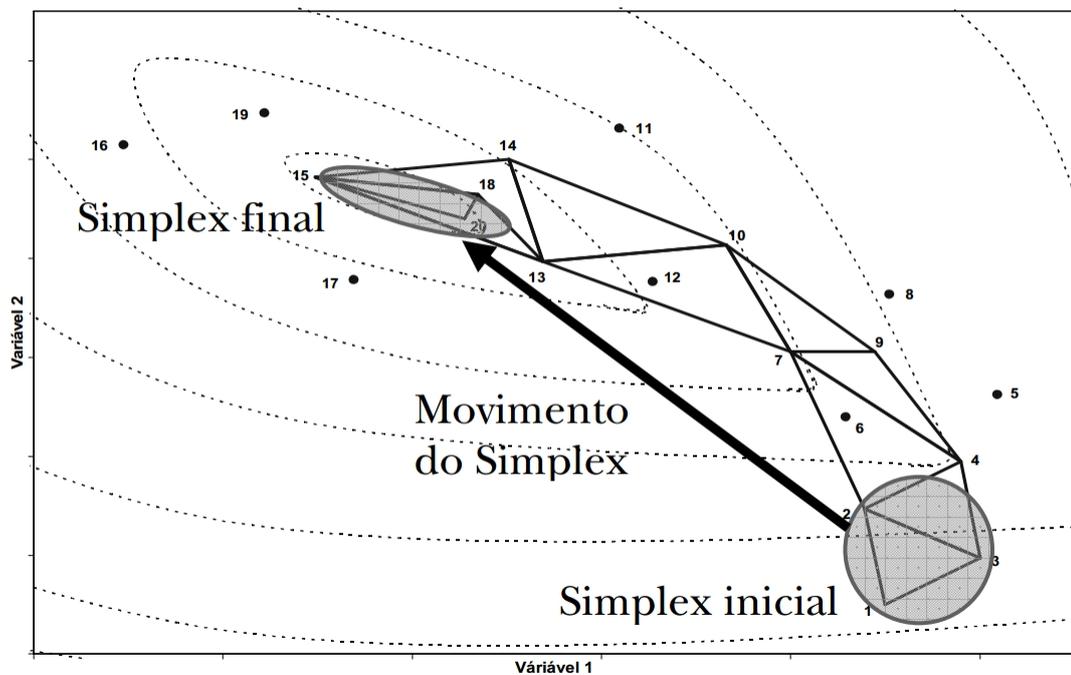


Figura 43 – Movimento do simplex em um espaço de dois parâmetros

Fonte: Krauskopf Neto *et al.* (2007a)

Um simplex é uma figura geométrica que consiste numa casca de volume não nulo composta por $K+1$ pontos (vértices) em um espaço K -dimensional, com cada dimensão do espaço sendo definida pelos valores de um parâmetro a otimizar. Cada vértice do simplex é formado por um conjunto de valores dos parâmetros a otimizar e tem associado um valor da função objetivo (função a ser otimizada). Por questão de facilidade de implementação, no modelo 3RV2 o simplex inicial é obtido definindo-se um primeiro conjunto de parâmetros (vértice de referência), sendo os outros vértices derivados do inicial pela alteração do valor de um único parâmetro, trocando-se um parâmetro diferente por vértice. Assim, cada vértice difere do inicial apenas no valor de um parâmetro (KRAUSKOPF NETO et al., 2007a).

Uma vez definido um simplex inicial e sua função objetivo, o método desloca o simplex no espaço de parâmetros em direção ao ótimo buscado. Quando a região do ótimo estiver contida no simplex, seu volume é reduzido, convergindo para o ponto de ótimo. A busca do ótimo é implementada pela aplicação criteriosa de três movimentos simples do simplex: reflexão, expansão e contração (KRAUSKOPF NETO et al., 2007a).

Em um problema de minimização, a reflexão é empregada para mover o vértice com maior valor da função objetivo na direção do restante dos vértices, a expansão é usada para mover o vértice de menor valor na direção oposta ao do conjunto dos vértices restantes e a contração é usada para reduzir o volume do simplex na direção do vértice de menor valor da função objetivo. A Figura 43 exemplifica os movimentos realizados pelo simplex em um espaço bidimensional para determinar o valor ótimo de dois parâmetros.

A função objetivo definida para uso do Método do Simplex incorpora tanto o viés quanto as variâncias dos resíduos, estando representada nas equações (26) a (28).

$$F_{OBJ} = R \left[\frac{\mu_{res}}{\mu_{obs}} \right] + (1 - R) \frac{\sigma_{res}}{\sigma_{obs}} \quad (26)$$

$$\mu_{res} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (Q_{obs} - Q_{mod}) \quad (27)$$

$$\sigma_{res} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^N [(Q_{obs} - Q_{mod}) - \mu_{res}]^2} \quad (28)$$

Onde: F_{OBJ} = função objetivo; R = número real entre $0 < R < 1$ que pondera a influência entre a minimização do desvio da recessão (R próximo de 1) e do pico de cheias (R próximo de 0) (neste trabalho foi adotado $R=0,5$); Q_{mod} = vazão produzida pelo modelo 3RV2; Q_{obs} = vazão observada na exutória da bacia; N = número de elementos da série usada na calibração; μ_{obs} = média da vazão observada; σ_{obs} = desvio padrão da vazão observada; μ_{res} = média dos resíduos; σ_{res} = desvio padrão dos resíduos.

4.2 Modelo Estocástico de Atualização de Estados

A descrição apresentada a seguir foi adaptada de Krauskopf Neto, Guetter e Mine (2007b), com modificações introduzidas por Guetter (2014).

O estimador de estado dinâmico-estocástico para o modelo 3RV2 foi desenvolvido originalmente por Guetter e Georgakakos (1997), usando como referência o estimador desenvolvido para o modelo Sacramento, descrito em Georgakakos, Rajaram e Li (1988). O estimador é baseado no filtro de Kalman Estendido, que é a aplicação do filtro de Kalman para sistemas não-lineares (GELB et al., 1974).

O estimador proposto se desenvolve em duas etapas, uma de propagação e outra de atualização. Na etapa de propagação é obtida uma estimativa do estado do sistema e da matriz de covariâncias dos erros do estado para um instante no futuro. O modelo hidrológico, que representa a dinâmica dos fenômenos hidrológicos através de um sistema de equações diferenciais ordinárias de conservação de massa, é utilizado para prever o estado futuro do sistema que, por sua vez, é utilizado para estimar a matriz de covariâncias dos erros futura.

Na etapa de atualização, tanto o estado como a matriz de covariâncias estimados na etapa de propagação são corrigidos utilizando a informação de grandezas medidas no sistema, que neste caso é a vazão medida no exutório da bacia. A vazão medida é assimilada em tempo real e comparada com a vazão calculada pelo modelo a partir dos dados de entrada (chuva e evapotranspiração potencial). Conhecida a dinâmica do sistema (modelo hidrológico) e dispondo-se de uma formulação estocástica da natureza dos erros envolvidos (estado, parâmetros, dados de entrada e componente aleatória) é possível propagar, no sistema, o resíduo entre a vazão observada e modelada e com isto atualizar o estado deste sistema. Assim, o objetivo do estimador de estado é atualizar o estado e a matriz de covariâncias dos erros do estado a partir da observação da vazão em tempo real.

As propriedades de observabilidade (capacidade de derivar o estado do sistema a partir de medições de grandezas observáveis deste sistema) e controlabilidade (capacidade de levar um sistema a um estado futuro determinado pela definição de suas variáveis de entrada) são fundamentais para o desenvolvimento do estimador dinâmico-estocástico (BRÁS; RODRÍGUEZ-ITURBE, 1990). A observabilidade completa assegura que o filtro seja estável, ou seja, que a variância da estimativa permaneça finita e convergente, independentemente das hipóteses iniciais com respeito à variância dos estados. A controlabilidade é necessária para conduzir um sistema dinâmico para qualquer solução. É impossível cobrir todas as nuances dos conceitos de observabilidade e controlabilidade neste estudo, entretanto deve-se assegurar que

é mais simples derivar as condições de controlabilidade para sistemas determinísticos lineares (GELB et al., 1974). Na formulação descrita a seguir, será assumida a linearização das equações através da expansão em séries de Taylor e posterior truncamento.

4.2.1 *Formulação Dinâmico-Estocástica*

O estado de um sistema ($\mathbf{x}(t)$) é definido como uma variável multidimensional que contém toda a informação relevante sobre o passado do sistema, informação necessária para o conhecimento do seu comportamento futuro, condicionado aos dados de entrada. As variáveis de estado representam a memória do sistema. Em modelos hidrológicos, as variáveis de estado são, geralmente, os armazenamentos nos reservatórios de solo e de canal.

O modelo chuva-vazão-propagação 3RV2, apresentado na seção 4.1, representa o sistema no espaço de estados, isto é, suas equações modelam diretamente as taxas de variação das variáveis de estado (armazenamentos de solo e canal). Sua representação sintética, explicitando os componentes que introduzem erros no sistema (modelo conceitual, representado pelo estado, entradas e parâmetros) é dada por:

$$\frac{d\mathbf{x}(t)}{dt} = \mathbf{f}(\mathbf{x}(t), \mathbf{u}(t); \boldsymbol{\theta}) + \mathbf{w}(t) \quad (29)$$

Onde: t = tempo; \mathbf{f} = função vetorial não-linear que representa a formulação do modelo no espaço de estados; \mathbf{x} = vetor de estado, cujos componentes são as variáveis de cada estado do modelo; \mathbf{u} = vetor dos dados de entrada no modelo; $\boldsymbol{\theta}$ = vetor de parâmetros do modelo 3RV2; \mathbf{w} = vetor de erros (ruído branco) resultante das incertezas nos dados de entrada, na formulação do modelo e nos parâmetros, denominado forçante aleatória.

O comportamento ao longo do tempo da matriz de covariância dos erros do estado pode ser representado por:

$$\frac{d\mathbf{P}(t)}{dt} = \mathbf{F}[\mathbf{x}(t), \mathbf{u}(t); \boldsymbol{\theta}] \mathbf{P}(t) + \mathbf{P}(t) \mathbf{F}^T[\mathbf{x}(t), \mathbf{u}(t); \boldsymbol{\theta}] + \mathbf{Q}(t) \quad (30)$$

Onde: \mathbf{P} = matriz de covariância dos erros do estado do sistema; \mathbf{F} = matriz de sensibilidade aos estados, formada pela derivada parcial de cada uma das equações do modelo hidrológico em relação a cada um dos elementos do vetor de estados \mathbf{x} ; \mathbf{Q} = matriz de covariâncias da forçante aleatória do sistema, vetor \mathbf{w} na equação (29).

As equações (29) e (30) são a representação perfeita do sistema, pois supõem que sejam conhecidos o modelo \mathbf{F} , o estado \mathbf{x} , as entradas \mathbf{u} , os parâmetros $\boldsymbol{\theta}$ e as propriedades estatísticas do erro \mathbf{w} . Todavia, este conhecimento perfeito é uma abstração, pois somente se dispõem de aproximações dos valores e comportamentos para a representação do sistema

hidrológico. Uma dificuldade adicional para aplicação da equação (30) é a definição da matriz \mathbf{Q} de covariâncias de \mathbf{w} , pois existe pouca informação “a priori” sobre ela.

4.2.2 Equações de Propagação

Rajaram e Georgakakos (1987) desenvolveram a equação (29) em série em torno dos valores aproximados de entradas e parâmetros, já que se supõe que o estimador de estado fornecerá valores de estado próximos aos reais, produzindo a seguinte representação para as equações de propagação de estados e covariâncias de erros dos estados:

$$\frac{d\hat{\mathbf{x}}(t)^-}{dt} = \mathbf{f}(\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta}) \quad (31)$$

$$\begin{aligned} \frac{d\mathbf{P}(t)^-}{dt} = & \mathbf{F}(\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta}) \mathbf{P}(t)^- + \mathbf{P}(t)^- \mathbf{F}^T(\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta}) + \\ & + \alpha_U \mathbf{M}(\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta}) \mathbf{U}(t) \mathbf{M}^T(\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta}) + \\ & + \alpha_P \mathbf{N}(\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta}) \mathbf{W}(t) \mathbf{N}^T(\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta}) \end{aligned} \quad (32)$$

Onde: superscrito “-” = indicador de estimativa “a priori” (antes da aplicação do estimador de estado); superscrito “^” = indicador de valor aproximado (valor com erro); \mathbf{U} = matriz de covariância dos erros das entradas; \mathbf{W} = matriz de covariância dos erros dos parâmetros; α_U = parâmetro adimensional, estimado a partir das diferenças entre vazões modeladas e observadas e que pondera a importância dos erros nos dados de entrada na matriz de covariâncias de erros dos estados; α_P = parâmetro adimensional que pondera a importância dos erros nos parâmetros na matriz de covariâncias de erros dos estados; \mathbf{F} = matriz de sensibilidade do sistema às variáveis de estado; \mathbf{M} = matriz de sensibilidade do sistema aos dados de entrada; \mathbf{N} = matriz de sensibilidade do sistema aos parâmetros.

Os componentes das matrizes \mathbf{F} , \mathbf{M} , e \mathbf{N} são representados pelas equações (33) a (35).

$$\left[\mathbf{F}(\hat{\mathbf{x}}(t), \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta}) \right]_{i,j} = \frac{\partial f_i(\hat{\mathbf{x}}(t), \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta})}{\partial x_j} \quad (33)$$

$$\left[\mathbf{M}(\hat{\mathbf{x}}(t), \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta}) \right]_{i,j} = \frac{\partial f_i(\hat{\mathbf{x}}(t), \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta})}{\partial u_j} \quad (34)$$

$$\left[\mathbf{N}(\hat{\mathbf{x}}(t), \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta}) \right]_{i,j} = \frac{\partial f_i(\hat{\mathbf{x}}(t), \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\theta})}{\partial \theta_j} \quad (35)$$

A integração das equações (31) e (32) entre os instantes t_{k-1} e t_k fornece as estimativas “a priori” do estado e da matriz de covariâncias dos erros dos estados no instante t_k .

Os parâmetros α_U e α_P são os dois parâmetros do estimador de estado, que devem ser

calibrados. Os parâmetros α_U e α_P , além de servirem para ajustar o estimador de estado, também introduzem outra grande vantagem: se ocorrer uma melhoria no sistema, o modelo hidrológico com estimador de estado acoplado pode ser mantido sem modificações, necessitando-se apenas recalibrar os parâmetros α_U e α_P para os dados resultantes da nova situação do sistema.

Os tipos de melhorias tecnológicas esperadas na bacia são: (1) o adensamento da rede de monitoramento, (2) o aprimoramento na rotina de manutenção e calibração dos sensores, (3) o uso de estimativas de chuva por radar em substituição aos pluviômetros, (4) o uso de produtos integrados de estimativa de chuva com dados de radar, pluviômetro e satélite.

4.2.3 Equações de Atualização

A atualização do estado ($\mathbf{x}(t)$) e da matriz de covariâncias dos erros do estado ($\mathbf{P}(t)$) é obtida através da aplicação do Filtro de Kalman Estendido, adaptação do Filtro de Kalman para sistemas não lineares (GELB et al., 1974).

O Filtro de Kalman utiliza abordagem Bayesiana (supõe conhecidas as distribuições de probabilidade do estado e das medições realizadas no protótipo e a distribuição condicional de probabilidades do estado dadas as medições) e busca a estimativa de mínima variância para o estado atualizado do sistema. Uma das grandes vantagens do Filtro de Kalman é sua recursividade: todo o histórico do sistema está presente na estimativa do estado atual do sistema, mas de maneira implícita, através da estimativa “a priori” do estado do sistema. O método trata o problema de estimação de estado de maneira consistente, no sentido que estima o estado real do sistema a partir de observações do protótipo, mas respeitando: a história do sistema (concentrada na estimativa inicial do estado produzida pelo modelo), as relações que definem o comportamento deste sistema (modelo) e as incertezas associadas a todos os seus componentes.

O Filtro de Kalman Estendido é obtido, basicamente, pela linearização, através de expansões em série de Taylor em torno do estado estimado atual, das relações envolvidas (modelo e equação de medição, definida a seguir) e a aplicação do mesmo procedimento empregado para o desenvolvimento do Filtro de Kalman para sistemas lineares.

Para a utilização do Filtro de Kalman Estendido, devem existir, para o sistema representado pela equação (29), fenômenos mensuráveis que possam ser associados ao estado do sistema. Esta relação pode ser modelada pela seguinte equação, denominada equação de medição:

$$\mathbf{z}(t) = \mathbf{h}(\mathbf{x}(t), \mathbf{u}(t); \boldsymbol{\theta}) + \mathbf{v}(t) \quad (36)$$

Onde: \mathbf{z} = vetor da vazão medida; \mathbf{h} = função vetorial não-linear que relaciona o estado, entradas e parâmetros do sistema com a vazão medida; \mathbf{v} = vetor de erro (ruído branco) associado à medição da vazão, com matriz de covariância \mathbf{R} .

A vazão modelada (\mathbf{z}') é computada através dos estados, dados de entrada e parâmetros estimados:

$$\mathbf{z}'(t) = \mathbf{h}(\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}}) \quad (37)$$

No caso do modelo 3RV2, o fenômeno mensurável é a vazão na exutória da bacia sendo modelada pela equação de propagação (GUETTER, 2014):

$$Q(t) = \alpha (X_i(t))^{m_4} \quad (38)$$

Onde: Q = vazão na exutória da bacia; X_i = estado do armazenamento da função de propagação ($i = 3$ ou 4); α e m_4 = coeficiente e expoente da função de propagação, respectivamente.

Todavia, as variáveis de estado X_3 e X_4 estão acopladas às demais variáveis de estado da fase bacia do modelo chuva-vazão (armazenamentos no solo).

A atualização do vetor de estado para um instante t usa como dados de entrada as estimativas “a priori” dos estados e da vazão e a vazão medida:

$$\hat{\mathbf{x}}(t)^+ = \hat{\mathbf{x}}(t)^- + \mathbf{K} \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] \left\{ \mathbf{z}(t) - \mathbf{h} \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] \right\} \quad (39)$$

Onde: $\hat{\mathbf{x}}(t)^+$ e $\hat{\mathbf{x}}(t)^-$ são estimativas “a posteriori” (após atualização) e “a priori” do estado no instante t , respectivamente; \mathbf{K} = matriz de ganho de Kalman, definida pela equação (40); $\mathbf{z}(t)$ = vazão medida no instante t . O termo entre chaves ($\{\}$) é chamado “inovação”.

$$\begin{aligned} \mathbf{K} \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] &= \\ &= \mathbf{P}(t)^- \mathbf{H}^T \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] \left\{ \mathbf{H} \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] \mathbf{P}(t)^- \mathbf{H}^T \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] + \mathbf{R}(t) \right\}^{-1} \end{aligned} \quad (40)$$

Onde: superscrito “-” = estimativa “a priori”; superscrito “+” = estimativa “a posteriori”; \mathbf{H} = matriz que representa a linearização da função \mathbf{h} , por expansão em série de Taylor, cujos elementos são descritos pela equação (41); \mathbf{P} = matriz de covariância dos erros do estado do sistema; \mathbf{R} = matriz de covariâncias dos erros de medição.

$$\left[\mathbf{H}(\hat{\mathbf{x}}(t), \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}}) \right]_{i,j} = \frac{\partial h_i \left[\hat{\mathbf{x}}(t), \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right]}{\partial x_j} \quad (41)$$

A equação de atualização da matriz de covariâncias dos erros do estado é:

$$\begin{aligned} \mathbf{P}(t)^+ = & \left\{ I - \mathbf{K} \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] \mathbf{H} \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] \right\} \mathbf{P}(t)^- \\ & \left\{ I - \mathbf{K} \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] \mathbf{H} \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] \right\}^T + \\ & + \mathbf{K} \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] \mathbf{R}(t) \mathbf{K}^T \left[\hat{\mathbf{x}}(t)^-, \hat{\mathbf{u}}(t); \hat{\boldsymbol{\theta}} \right] \end{aligned} \quad (42)$$

Onde: $\mathbf{P}(t)^+$ = a estimativa “a posteriori” (atualizada) da matriz de covariâncias dos erros do estado do sistema, para o instante t .

4.2.4 Modelo de Variância dos Dados de Entrada

Além das equações de atualização, o estimador de estado necessita da estimativa das variâncias dos erros nos dados de entrada (precipitação e evapotranspiração potencial) e nos dados de medição (vazão na exutória). Georgakakos et al. (1988) propuseram um modelo para as variâncias dos erros representado na equação (43). Esse modelo assume que os erros nos dados de entrada e nas vazões observadas são aleatórios, não-estacionários e proporcionais à magnitude dos dados.

$$VAR[\xi(t)] = [CV_{\xi} \cdot \xi(t)]^2 + \sigma_{\xi}^2 \quad (43)$$

Onde: VAR = variância; $\xi(t)$ = dados de entrada (chuva e evapotranspiração potencial) ou observações (vazão); CV_{ξ} = coeficiente de variação dos erros nos dados de entrada ; e σ_{ξ} = erro decorrente da imprecisão no registro (leitura) dos dados.

As equações (44) a (46) indicam as variâncias dos erros da chuva, evapotranspiração potencial e vazão observada, respectivamente.

$$VAR[PREC(t)] = [CV_{PREC} \cdot PREC(t)]^2 + \sigma_{PREC}^2 \quad (44)$$

$$VAR[PET(t)] = [CV_{PET} \cdot PET(t)]^2 + \sigma_{PET}^2 \quad (45)$$

$$VAR[Q(t)] = [CV_Q \cdot Q(t)]^2 + \sigma_Q^2 \quad (46)$$

Os seis parâmetros CV_{PREC} , σ_{PREC} , CV_{PET} , σ_{PET} , CV_Q e σ_Q do modelo de variâncias da precipitação, evapotranspiração potencial e vazão observada, são estimados em acordo com a expectativa que o especialista tem sobre a magnitude dos erros, levando em conta o tipo de instrumento, densidade da rede, manutenção dos equipamentos e características hidrometeorológicas da bacia. Por exemplo, se forem utilizados dados de precipitação no vale para aplicação nas cabeceiras da bacia, que normalmente apresentam efeitos orográficos, o especialista deve aumentar o valor dos parâmetros que estimam a variância dos erros nos dados de entrada para levar em conta o desvio de comportamento introduzido.

4.2.5 Parametrização dos Erros

O resíduo normalizado (erro), para cada instante t , é representado pela equação (47).

$$\eta(t) = \sqrt{\mathbf{r}^T(t) [\mathbf{H}(t)\mathbf{P}(t)\mathbf{H}^T(t) + \mathbf{R}(t)]^{-1} \mathbf{r}(t)} \quad (47)$$

Onde: $\eta(t)$ = resíduo normalizado da vazão; $\mathbf{r}(t)$ = resíduo (erro) definido pela diferença entre a vazão modelada “a priori” e observada; $\mathbf{H}(t)$ = matriz de sensibilidade da equação (36) de observação; $\mathbf{P}(t)$ = matriz de covariância “a priori” dos erros dos estados do modelo, no instante t .

Note-se que os desvios padrão dos erros dos estados, dados de entrada e parâmetros correspondem à raiz quadrada da diagonal principal da matriz de covariâncias dos erros correspondentes (\mathbf{P} , \mathbf{M} , \mathbf{N}).

Os desvios padrão dos erros dos estados (matriz \mathbf{P}) são inicialmente definidos pelo especialista, pois somente afetam os primeiros dias da rodada do modelo. À medida que os dados são assimilados pelo sistema, os componentes de \mathbf{P} convergem em acordo com as hipóteses assumidas no desenvolvimento do estimador de estado.

Os desvios padrão dos valores dos parâmetros também são definidos pelo especialista, levando em conta as informações qualitativas sobre a importância absoluta e relativa dos parâmetros na bacia sendo modelada, coletadas durante o processo de calibração, em especial na calibração manual (KRAUSKOPF NETO et al., 2007a).

4.3 Análise Estatística das Vazões Previstas

A metodologia proposta por Georgakakos *et al.* (2004) baseia-se em análise de valor médio e análise probabilística completa. Em uma das técnicas utilizadas, denota-se por $F(t)$ a probabilidade que um evento $Q(t) > Q_0$ irá ocorrer no tempo t como determinado pela simulação para o tempo t , com $Q(t)$ representando a vazão no tempo t e Q_0 um valor de vazão de referência. $O(t)$ é a vazão observada independente da ocorrência de Q_0 . A distribuição de probabilidade conjunta de simulações e observações ($p(F(t), O(t))$) caracteriza completamente as simulações e observações:

$$p(F(t), O(t)) = p(O(t) | F(t)) p(F(t)) \quad (48)$$

Onde: $p(O(t) | F(t))$ é a distribuição de probabilidades condicional que descreve a frequência de ocorrência de um valor de referência (Q_0) para todos os tempos t para os quais a frequência dos valores simulados estava no intervalo $f_i^L < F(t) < f_i^H$, onde f_i^L e f_i^H são as fronteiras de frequência específica inferior e superior, respectivamente, que dividem o intervalo $[0,1]$ em

subintervalos, como decis, quartis, etc. A distribuição de probabilidades marginal $p(F(t))$ descreve a frequência de uso de várias frequências de ocorrência do evento pelo conjunto de simulação no intervalo $[0,1]$.

5. ANÁLISE DOS RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos com as simulações do modelo hidrológico 3RV2 nas situações “acoplado” e “não acoplado” ao Filtro de Kalman. Inicialmente, são descritos procedimentos preliminares utilizados na análise de consistência dos dados de entrada. Em seguida apresentam-se os procedimentos para calibração dos parâmetros do modelo 3RV2, incluindo uma análise de sensibilidade em relação aos parâmetros. A descrição da calibração do modelo acoplado ao Filtro de Kalman também é apresentada. Uma vez calibrados, ambos os modelos são validados, os hidrogramas gerados são comparados com as vazões observadas e índices estatísticos são utilizados para avaliar os acertos das previsões.

5.1 Análise de Consistência Conjunta dos Fluxos do Modelo Hidrológico

Antes de realizar a modelagem de vazões, é importante assegurar a consistência conjunta das séries de dados de entrada (precipitação e evapotranspiração potencial). Isso foi feito utilizando um modelo de balanço hídrico mensal, descrito na seção 4.1.4, para as estações de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000).

Assume-se que os dados são consistentes entre si quando é observada estacionariedade na variação do armazenamento de água no solo, de forma que esse armazenamento não atinja valores excessivamente altos (não muito superiores a 1000 mm).

A subida do hidrograma sem que ocorra precipitação é um exemplo de inconsistência que requereria que o armazenamento de água no solo fosse elevado o suficiente para gerar o aumento de vazão sem o registro de chuva. Outro exemplo de inconsistência é o registro de grandes volumes de precipitação sem o correspondente aumento na vazão, o que também implicaria em uma elevada capacidade de armazenamento para absorver a chuva sem que haja a subida do hidrograma (BETTINARDI, 2011).

A análise foi aplicada em Cáceres no período 1969-2006 e em Amolar nos períodos 1969-1987 e 1996-2006, considerando as séries de precipitação (*PREC*), evapotranspiração potencial (*PET*) e vazão (*Q*) em termos de médias mensais. Como a série de evapotranspiração potencial foi definida a partir da média de longo termo, foi aplicado um coeficiente multiplicador da *PET* para estimar valores consistentes com o balanço hídrico.

A Figura 44 e a Figura 45 ilustram a variação do armazenamento de água no solo na estação de Cáceres para diferentes coeficientes multiplicadores de *PET*. Observa-se que a série de evapotranspiração potencial sem influência do coeficiente multiplicador ($PETCOEF = 1,0$)

indica valores elevados de armazenamento, entre 2000 e 3000 mm, e não apresenta comportamento estacionário. Por essa razão, foram aplicados diferentes coeficientes para majorar os valores de *PET*. O coeficiente de 1,4 mostrou-se com melhor ajuste, reproduzindo uma série estacionária, com armazenamento máximo da ordem de 1000 mm e variabilidade da ordem de 600 mm. Coeficientes maiores implicariam na redução do armazenamento e da sua variabilidade.

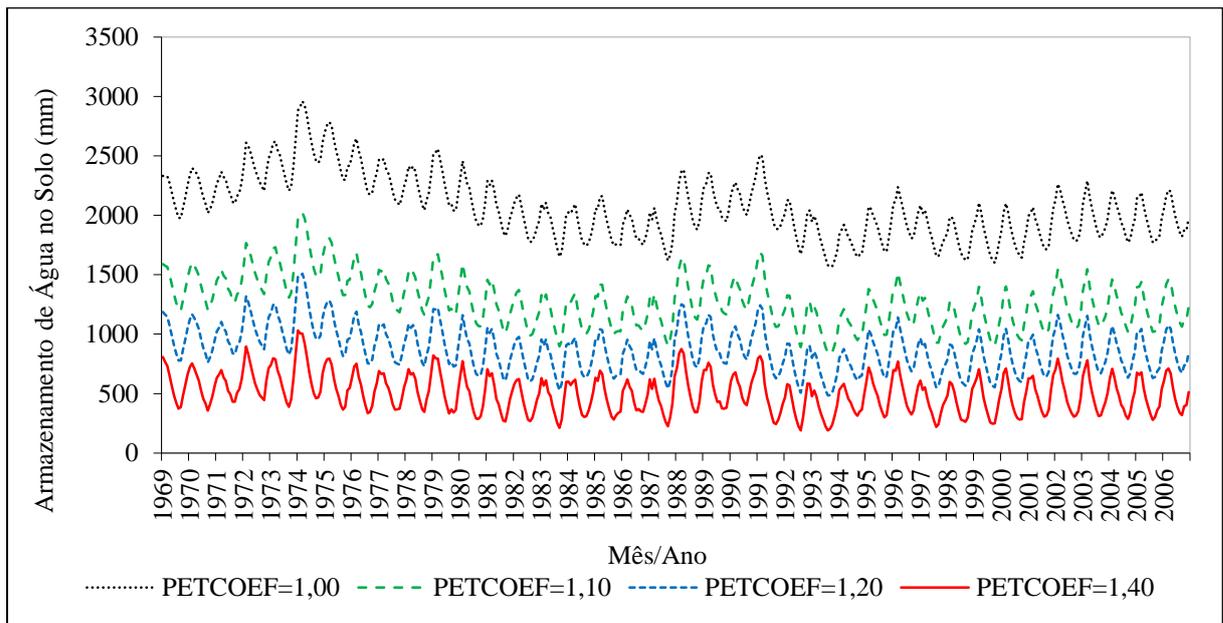


Figura 44 – Variação do armazenamento de água no solo na estação fluviométrica de Cáceres (66070004) no período 1969-2006

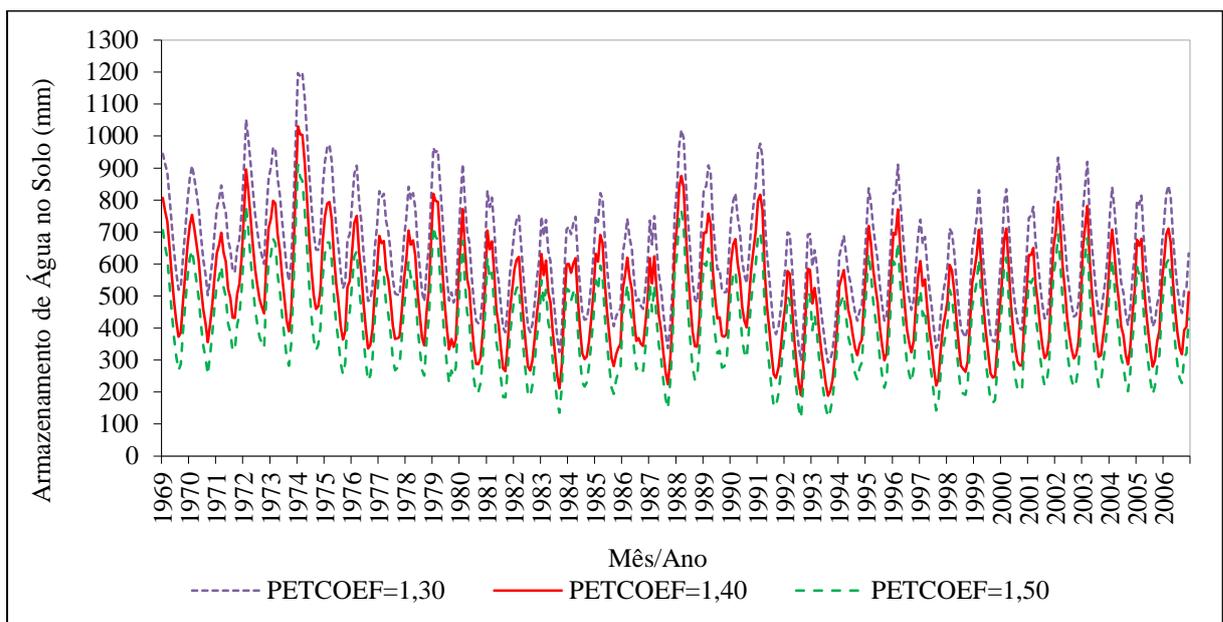


Figura 45 – Variação do armazenamento de água no solo na estação fluviométrica de Cáceres para PETCOEF variando de 1,3 a 1,5

A mesma metodologia foi aplicada em Amolar para dois períodos distintos: 1969-1987 e 1996-2006 (dados disponíveis). A Figura 46 e a Figura 47 ilustram os resultados do balanço hídrico. Nota-se uma grande variação do armazenamento (de 3500 a 2000 mm) entre os dois períodos para PETCOF = 1,0. A aplicação de um coeficiente de 1,4 produziu resultados mais consistentes, com armazenamento máximo da ordem de 800 mm e variabilidade de 500 mm, além de uma melhor estacionariedade da série.

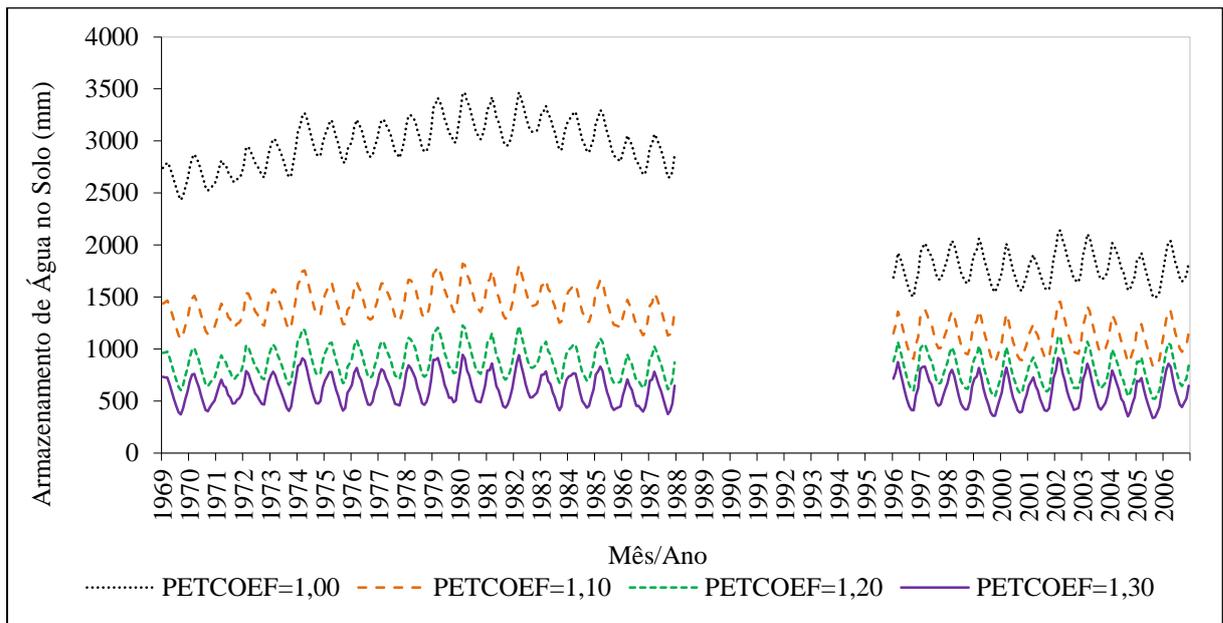


Figura 46 – Variação do armazenamento de água no solo na estação fluviométrica de Amolar (66800000) nos períodos 1969-1987 e 1996-2006

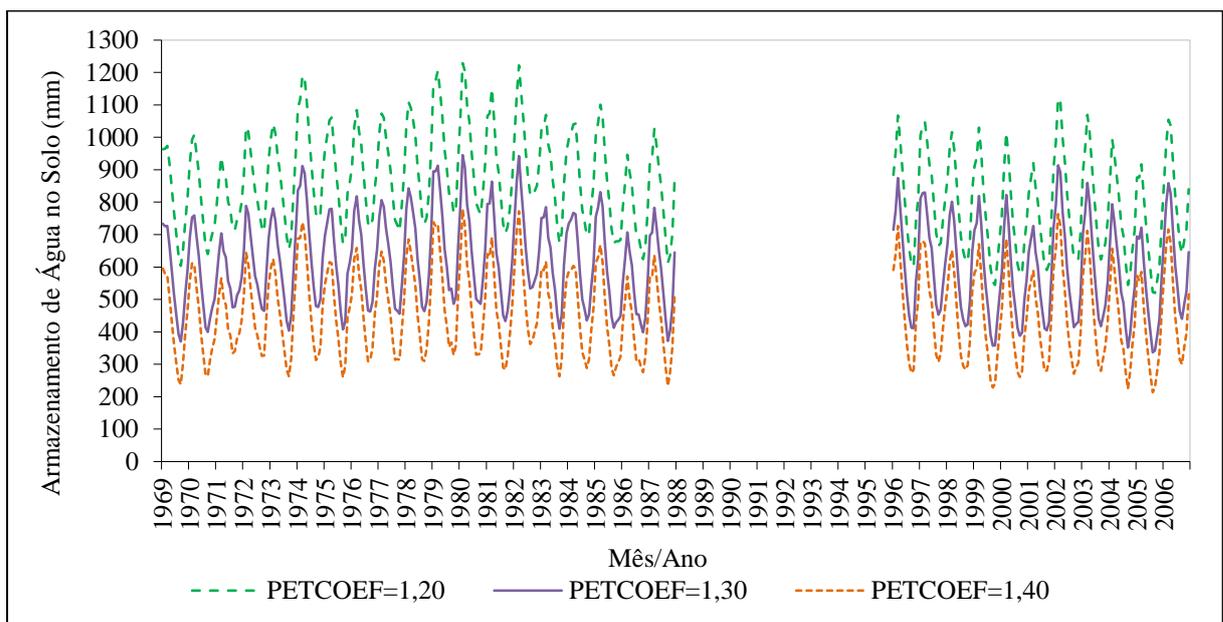


Figura 47 – Variação do armazenamento de água no solo na estação fluviométrica de Amolar para PETCOEF variando de 1,2 a 1,4

5.2 Calibração dos parâmetros do Modelo Hidrológico 3RV2

5.2.1 Análise Funcional e Estimativa Inicial dos Parâmetros

Na implementação do Método de Descida do Simplex no Espaço Multidimensional, descrito com maiores detalhes na seção 4.1.5, faz-se necessário atribuir valores iniciais a cada um dos parâmetros do modelo. A partir dessas estimativas, o método utiliza uma função objetivo para buscar o conjunto ótimo de valores para estes parâmetros. Após esse procedimento, pode-se dizer que o modelo foi calibrado.

No entanto, é importante que os valores inicialmente atribuídos sejam consistentes e dentro de uma região do simplex que permita a convergência do método ao ponto de ótimo. Com o objetivo de melhorar as estimativas iniciais, é apresentada a seguir uma breve análise sobre a ordem de grandeza de alguns parâmetros do modelo.

A primeira análise será feita sobre o parâmetro m_1 (adimensional), que é o expoente da função de escoamento superficial, que foi normalizada na forma da equação (49) para facilitar a compreensão sobre o comportamento do parâmetro. Esta equação foi plotada para diferentes valores de m_1 , conforme ilustra a Figura 48. Nota-se que quando $m_1 < 1$, ocorre escoamento superficial significativo para baixos valores de X_1/X_1^0 , enquanto que $m_1 > 1$ gera escoamento significativo para altos valores de X_1/X_1^0 .

$$\frac{SR}{PREC} = \left(\frac{X_1}{X_1^0} \right)^{m_1} \quad (49)$$

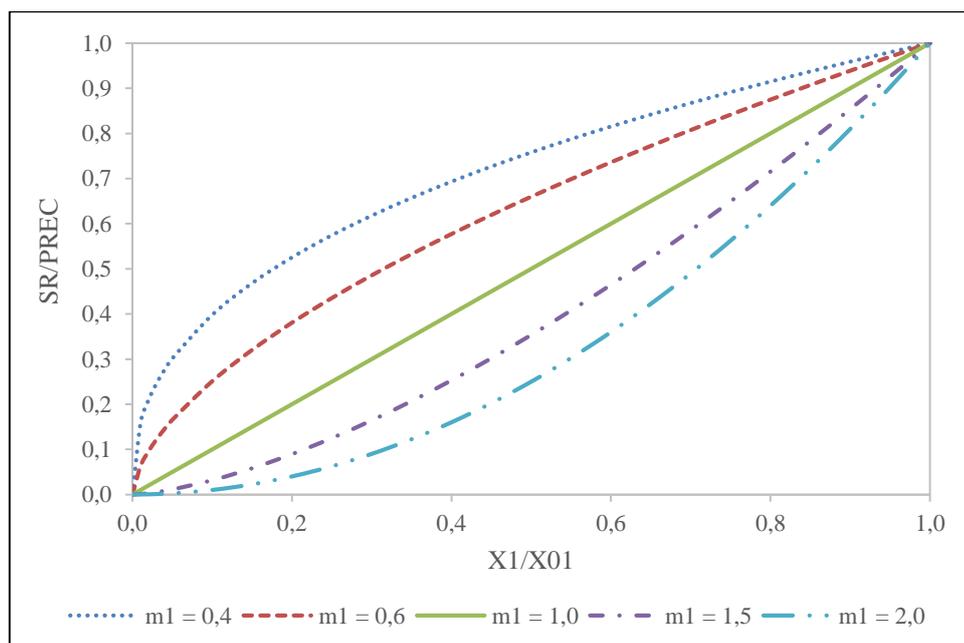


Figura 48 – Análise do parâmetro m_1 do modelo 3RV2

Os próximos parâmetros a serem analisados são os coeficientes C_1 e C_2 , que representam a taxa de recessão da camada superior e inferior do solo respectivamente, com unidade de pentad^{-1} ou $(5 \text{ dias})^{-1}$. Abaixo são reescritas as equações da seção 4.1.3 que representam o escoamento subsuperficial, o escoamento subterrâneo e o escoamento de base, constituído por parcelas de ambos.

$$INT = C_1 \cdot X_1$$

$$GW = C_2 \cdot X_2$$

$$BSF = \left[\frac{1}{1 + \mu} \right] GW + INT$$

Para fazer a estimativa inicial de C_1 e C_2 , é necessário entender como ocorre a variação do armazenamento S na bacia em função dos fluxos de entrada I e saída O . Em um período de recessão, pode-se assumir que I é nulo (não ocorre precipitação). Portanto, pode-se estimar a variação do armazenamento a partir de uma curva exponencial dada pela equação (50). A dedução dessa expressão é representada abaixo.

$$\frac{\partial S}{\partial t} = O - I$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = O = C \cdot S$$

$$\int_{S_0}^{S_i} \frac{\partial S}{S} = C \int_0^{\tau} \partial t$$

$$\ln S \Big|_{S_0}^{S_i} = C \cdot t \Big|_0^{\tau}$$

$$\ln S_0 - \ln S_i = C \cdot \tau$$

$$\ln \frac{S_i}{S_0} = -C \cdot \tau$$

$$\frac{S_i}{S_0} = e^{-C \cdot \tau} \tag{50}$$

A Figura 49 ilustra a variação do armazenamento com o tempo em função de diferentes valores do coeficiente C . Este parâmetro pode ser definido analiticamente como a derivada da função S_i/S_0 em $t=0$ (ou simplesmente o inverso do tempo τ obtido por uma tangente à curva em $t=0$). Na prática, plota-se a série histórica de vazões e estima-se graficamente valores de τ traçando tangentes ao hidrograma em diferentes períodos de recessão.

O parâmetro C_1 é estimado nos últimos meses do período chuvoso, antes do início da estiagem. No caso da bacia em estudo, seria o trimestre março-abril-maio. Nessa situação, o escoamento medido no exutório durante a recessão é fortemente influenciado pelo escoamento

subsuperficial, em virtude de ainda haver contribuição da precipitação. O parâmetro C_2 é definido com maior precisão na fase de estiagem (junho-julho-agosto), quando o escoamento subterrâneo é mais importante que o subsuperficial.

De forma geral, os valores desses coeficientes são sempre inferiores à unidade, tendo em vista que são inversamente proporcionais ao tempo τ (em pentads). Além disso, espera-se sempre que $C_1 > C_2$, pois o hidrograma durante a recessão mais crítica (estiagem, C_2) é mais abatido (maior valor de τ) do que quando o escoamento subsuperficial é mais relevante (preponderância de C_1).

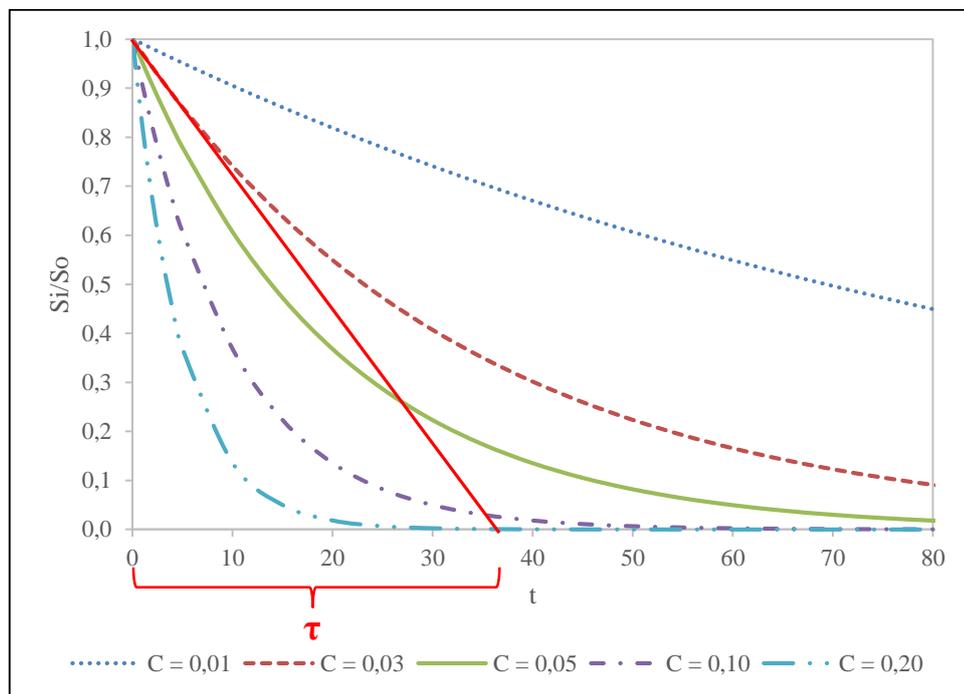


Figura 49 – Análise dos valores de C_1 e C_2 , parâmetros do modelo 3R

A análise de C_3 e m_2 , respectivamente o coeficiente de aumento da percolação para o máximo gradiente vertical e o expoente da função de percolação (ambos adimensionais), é um pouco mais complexa pois envolve a equação de percolação, que também depende de outros parâmetros. Fixando a título de exemplo $C_3 = 30$ e $X_1 = X_1^0$, plotou-se X_2/X_2^0 versus o primeiro termo da equação de percolação (51), o que está representado na Figura 50.

Observa-se que a percolação é máxima quando o armazenamento na camada inferior do solo (X_2) é nulo. O coeficiente C_3 define a taxa de variação da percolação, sendo tanto maior quanto maior for essa taxa. Quando $m_2 > 1,0$ a variação de PR é significativa para baixos valores de X_2/X_2^0 . Durante a calibração, optou-se por fixar o parâmetro m_2 em 1,8 e calibrar o parâmetro C_3 .

$$\frac{PR}{C_2 \cdot X_2^0} = \left[1 + C_3 \cdot \left(1 - \frac{X_2}{X_2^0} \right)^{m_2} \right] \cdot \frac{X_1}{X_1^0} \quad (51)$$

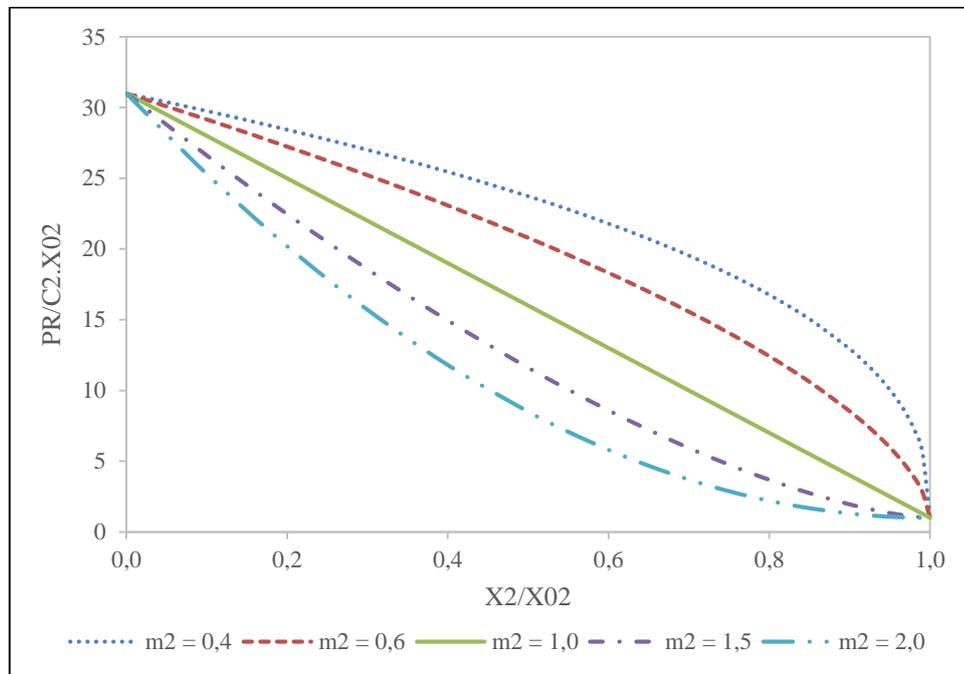


Figura 50 – Análise de m_2 para $X_1 = X_1^0$ na equação de percolação

Uma vez feita a estimativa inicial dos parâmetros do modelo, foi implementado o Método de Descida do Simplex no Espaço Multidimensional para calibrá-lo. Os valores estimados inicialmente e os valores calibrados de cada parâmetro são apresentados a seguir na seção 5.2.2.

5.2.2 Resultados da Calibração dos Parâmetros

Os resultados da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 serão apresentados em conjunto para a sub-bacia das nascentes até Cáceres (32.393 km², período 1969-1997) e para a sub-bacia das nascentes até Amolar (234.472 km², período 1974-1985).

O programa usado para a calibração é “*search_3Rv2.f*” (em linguagem Fortran) que usa como dados de entrada: 1) matriz de perturbação dos parâmetros (*guess.txt*); 2) condições iniciais (*init.txt*); 3) séries históricas de precipitação, evapotranspiração potencial e deflúvio (*p_e_q_nomebacia.txt*). Os arquivos de saída são: 1) série dos deflúvios modelados e observados (*flux.txt*); 2) série do armazenamento estimado de água no solo (*sw.txt*); 3) parâmetros e função objetivo para cada iteração do modelo de calibração (*res_sta.txt*); 4) série

da correlação entre deflúvio simulado e observado para cada iteração do modelo (*cor_sta.txt*). A Figura 51 apresenta um diagrama representando os arquivos de entrada e saída do modelo.

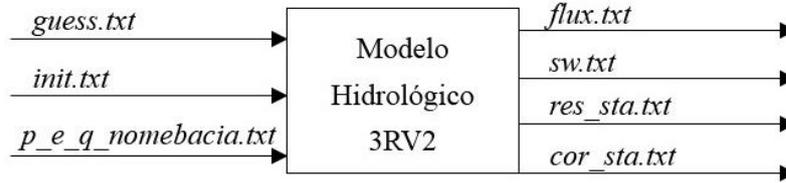


Figura 51 – Diagrama esquemático dos arquivos de entrada e saída do modelo 3RV2

O arquivo de entrada “*guess.txt*” corresponde a uma matriz com 10 colunas e 11 linhas sendo que cada coluna corresponde a um parâmetro, a primeira linha é a estimativa inicial dos parâmetros e as demais linhas são perturbações da estimativa inicial, começando no primeiro e terminando no décimo parâmetro. A Tabela 10 apresenta um exemplo de arquivo “*guess.txt*” para a modelagem da sub-bacia de Cáceres.

Tabela 10 – Exemplo de arquivo de entrada “*guess.txt*” para a sub-bacia de Cáceres

X_1^0 (mm)	X_2^0 (mm)	m_1	C_1 (pentad ⁻¹)	C_2 (pentad ⁻¹)	C_3	μ	α (pentad ⁻¹)	m_2	m_3
90,00	690,0	2,500	0,1640	0,0160	226,0	0,1360	0,1840	1,440	1,3480
85,50	690,0	2,500	0,1640	0,0160	226,0	0,1360	0,1840	1,440	1,3480
90,00	655,0	2,500	0,1640	0,0160	226,0	0,1360	0,1840	1,440	1,3480
90,00	690,0	2,375	0,1640	0,0160	226,0	0,1360	0,1840	1,440	1,3480
90,00	690,0	2,500	0,1560	0,0160	226,0	0,1360	0,1840	1,440	1,3480
90,00	690,0	2,500	0,1640	0,0152	226,0	0,1360	0,1840	1,440	1,3480
90,00	690,0	2,500	0,1640	0,0160	215,0	0,1360	0,1840	1,440	1,3480
90,00	690,0	2,500	0,1640	0,0160	226,0	0,1290	0,1840	1,440	1,3480
90,00	690,0	2,500	0,1640	0,0160	226,0	0,1360	0,1750	1,440	1,3480
90,00	690,0	2,500	0,1640	0,0160	226,0	0,1360	0,1840	1,370	1,3480
90,00	690,0	2,500	0,1640	0,0160	226,0	0,1360	0,1840	1,440	1,2800

O arquivo de entrada “*init.txt*” apresenta: na primeira linha, as condições iniciais dos armazenamentos de água no solo, normalizados pelo parâmetro de capacidade ($X_1/X_1^0|_{i=0}$ e $X_2/X_2^0|_{i=0}$) e os armazenamentos nos dois reservatórios conceituais para propagação de cheias ($X_3|_{i=0}$ e $X_4|_{i=0}$) em mm; na segunda linha, o período inicial e o final em pentads. A Tabela 11 apresenta um exemplo de arquivo “*init.txt*” da sub-bacia de Cáceres.

Tabela 11 – Exemplo de arquivo de entrada “*init.txt*” para a sub-bacia de Cáceres

$X_1/X_1^0 _{i=0}$	$X_2/X_2^0 _{i=0}$	$X_3 _{i=0}$ (mm)	$X_4 _{i=0}$ (mm)
0,06	0,65	0,10	0,10
1	2117		

O arquivo de entrada “*p_e_q_nomebacia.txt*” lista os dados das séries históricas de precipitação, evapotranspiração potencial, evapotranspiração potencial corrigida e deflúvio, em unidades de mm/pentad. A Tabela 12 apresenta um pequeno trecho (12 linhas iniciais) do arquivo “*p_e_q_caceres.txt*”.

Tabela 12 – Trecho do arquivo de entrada “*p_e_q_caceres.txt*”

Ano	Pentad	P (mm/pentad)	PET (mm/pentad)	PET x 1,4	Q (mm/pentad)
1969	1	105,6	20,13	28,18	8,0
1969	2	10,5	20,13	28,18	9,2
1969	3	27,9	20,13	28,18	8,4
1969	4	29,0	20,13	28,18	9,0
1969	5	106,1	20,13	28,18	9,0
1969	6	17,9	20,13	28,18	8,2
1969	7	33,6	23,54	32,96	7,3
1969	8	3,6	24,40	34,16	7,0
1969	9	52,2	24,40	34,16	7,3
1969	10	49,2	24,40	34,16	6,9
1969	11	3,3	24,40	34,16	6,6
1969	12	12,0	23,59	33,03	6,6

O procedimento de calibração é semi-automático, de forma que a matriz de perturbação inicial é resultante de uma série de tentativas, sendo descartadas as tentativas cujos parâmetros produziram baixa correlação entre as vazões simuladas e observados. A Tabela 13 lista os parâmetros calibrados, condições iniciais e índices estatísticos para as sub-bacias de Cáceres e Amolar.

Tabela 13 – Parâmetros calibrados, condições iniciais e índices estatísticos das modelagens de Cáceres e Amolar (modelo 3RV2)

Sub-bacia	Cáceres (1969-1997)		Amolar (1974-1985)	
	Inicial	Calibrado	Inicial	Calibrado
X_1^0 (mm)	90,0	265,7	60,0	48,2
X_2^0 (mm)	690,0	960,7	1600,0	2549,6
m_1	2,500	2,443	5,800	4,960
C_1 (pentad ⁻¹)	0,1640	0,1415	0,1000	0,1550
C_2 (pentad ⁻¹)	0,0160	0,0115	0,0010	0,0010
C_3	226,0	79,3	120,0	422,3
μ	0,136	0,105	0,070	0,057
α (pentad ⁻¹)	0,184	0,095	0,017	0,016
m_2	1,8	1,8	1,8	1,8
m_3	1,440	0,911	0,900	1,2985
m_4	1,348	1,581	1,242	1,4171
Condições Iniciais				
$X_1/X_1^0 _{i=0}$		0,06		0,10
$X_2/X_2^0 _{i=0}$		0,65		0,70
$X_3 _{i=0}$ (mm)		0,10		15,00
$X_4 _{i=0}$ (mm)		0,10		15,00
Índice Estatístico				
funk	0,29	0,26	0,41	0,22
R	0,83	0,85	0,73	0,89

Nas próximas páginas, são apresentados gráficos dos resultados da calibração indicando: a) séries de vazões observadas e vazões modeladas; b) série do armazenamento estimado de água nas camadas superior (X_1) e inferior (X_2) do solo. Os resultados são apresentados separadamente para Cáceres (Figura 52 à Figura 55) e Amolar (Figura 56). Os comentários sobre os resultados são apresentados após as imagens.

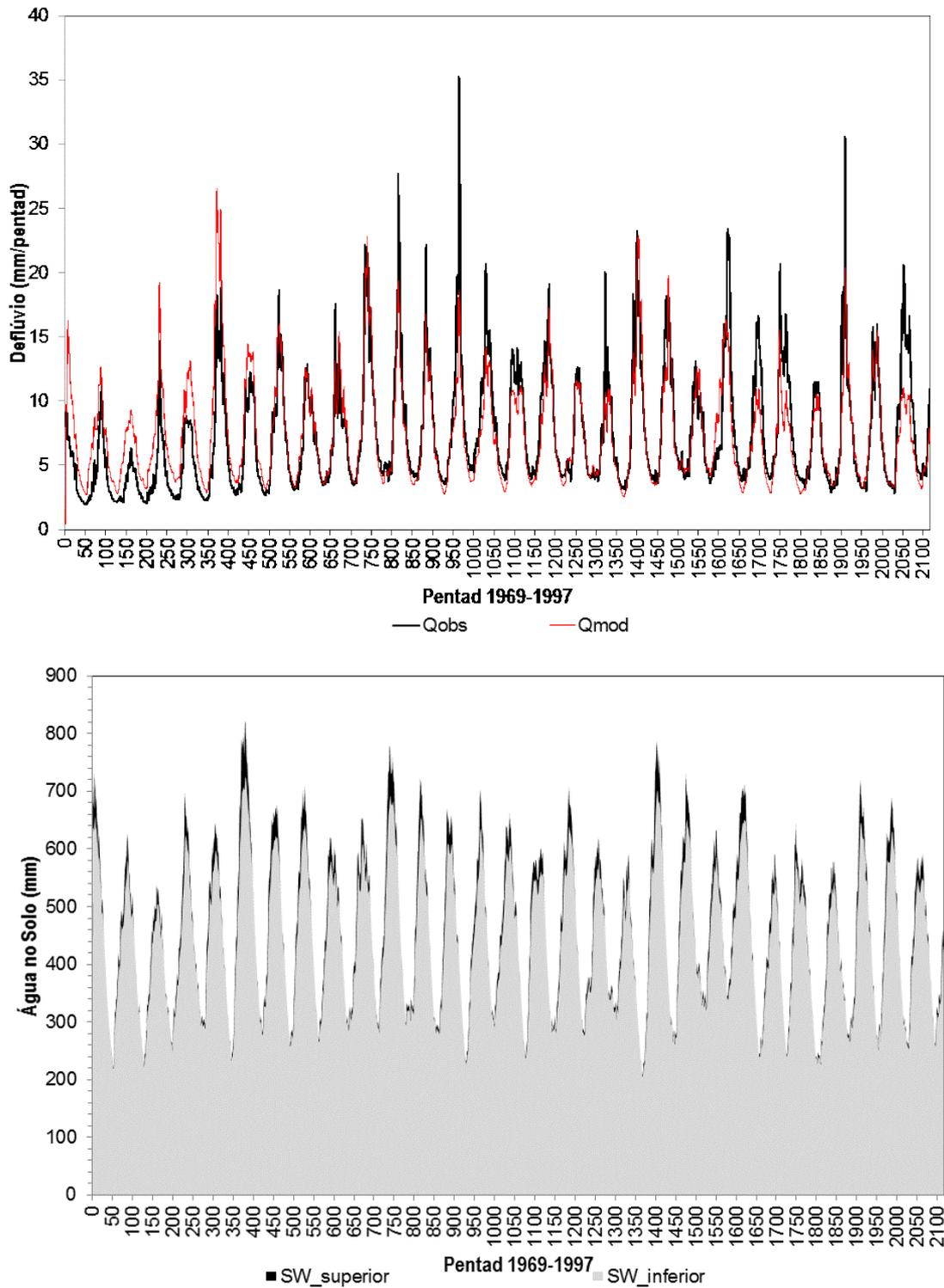


Figura 52 – Resultado da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 para a sub-bacia de Cáceres, período total (1969-1997)

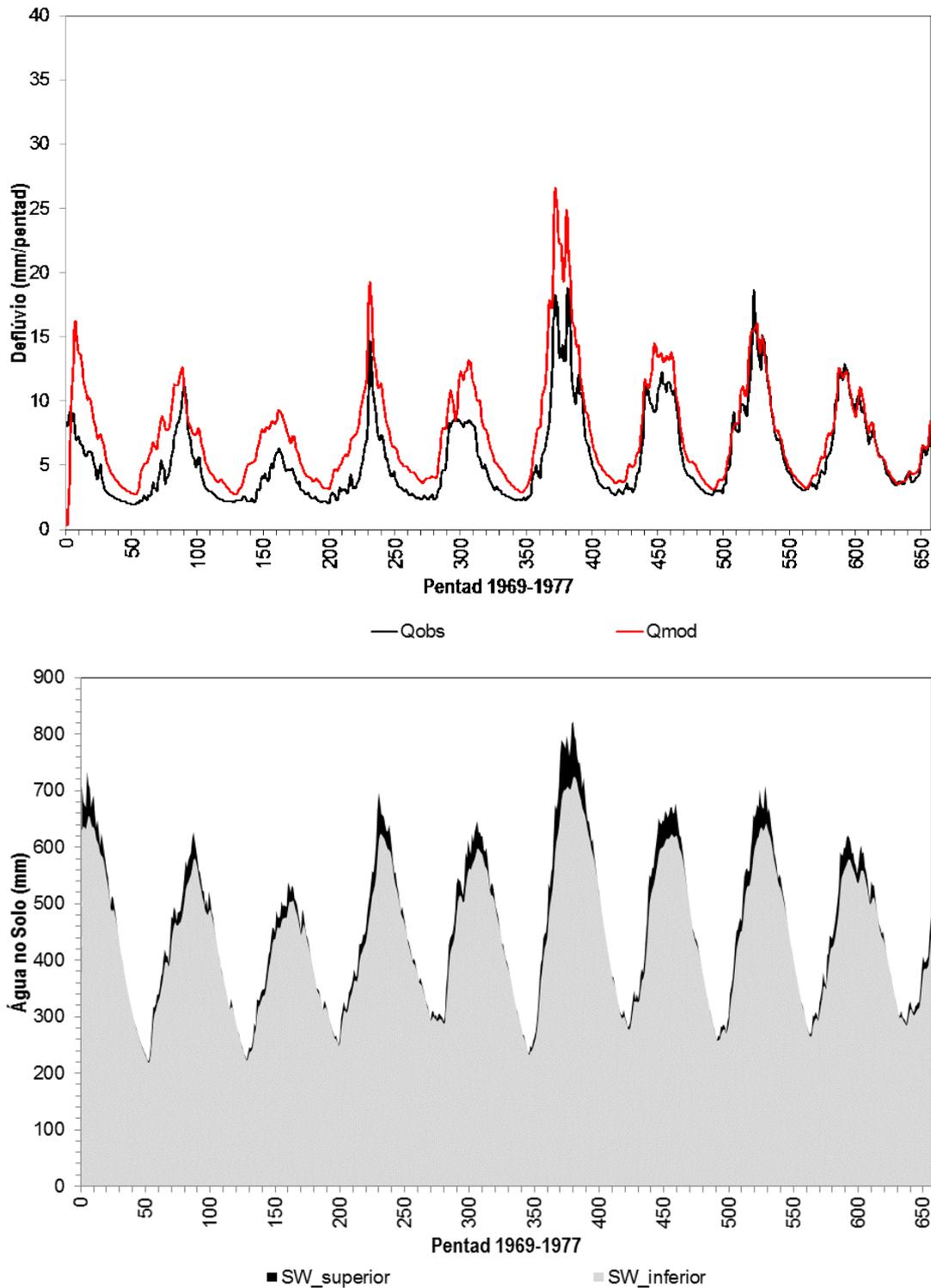


Figura 53 – Resultado da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 para a sub-bacia de Cáceres, detalhe do período 1969-1977

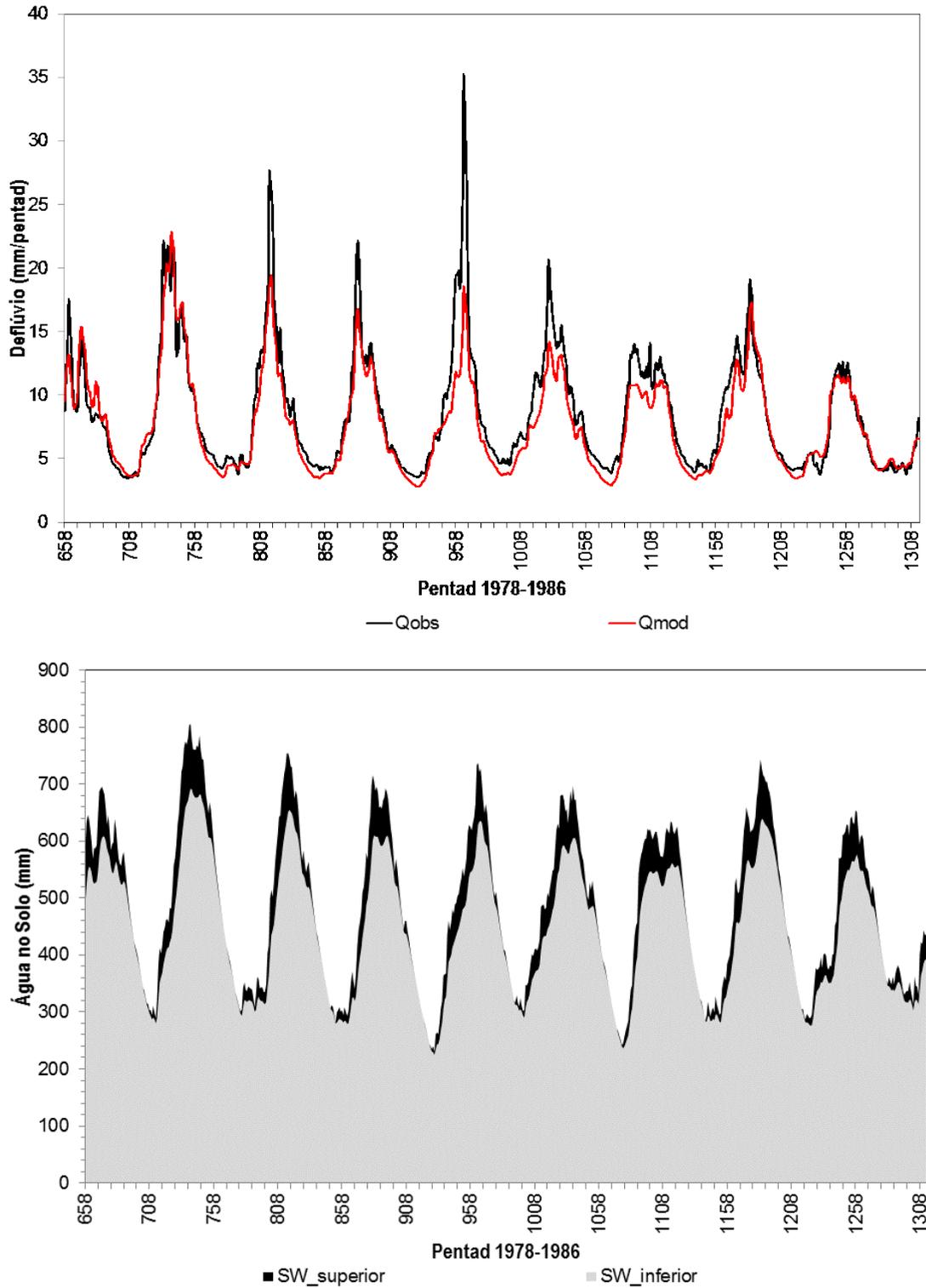


Figura 54 – Resultado da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 para a sub-bacia de Cáceres, detalhe do período 1978-1986

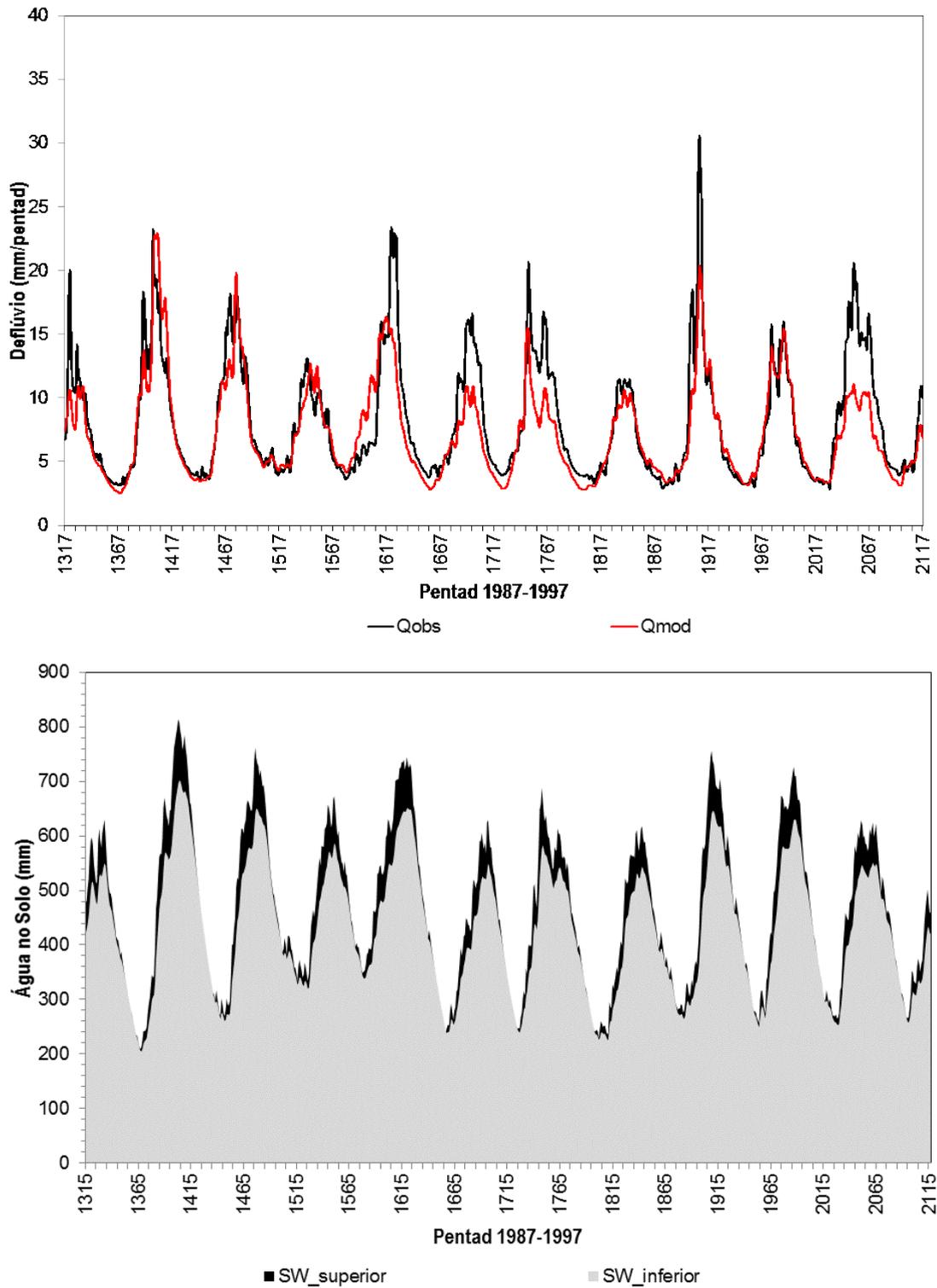


Figura 55 – Resultado da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 para a sub-bacia de Cáceres, detalhe do período 1987-1987

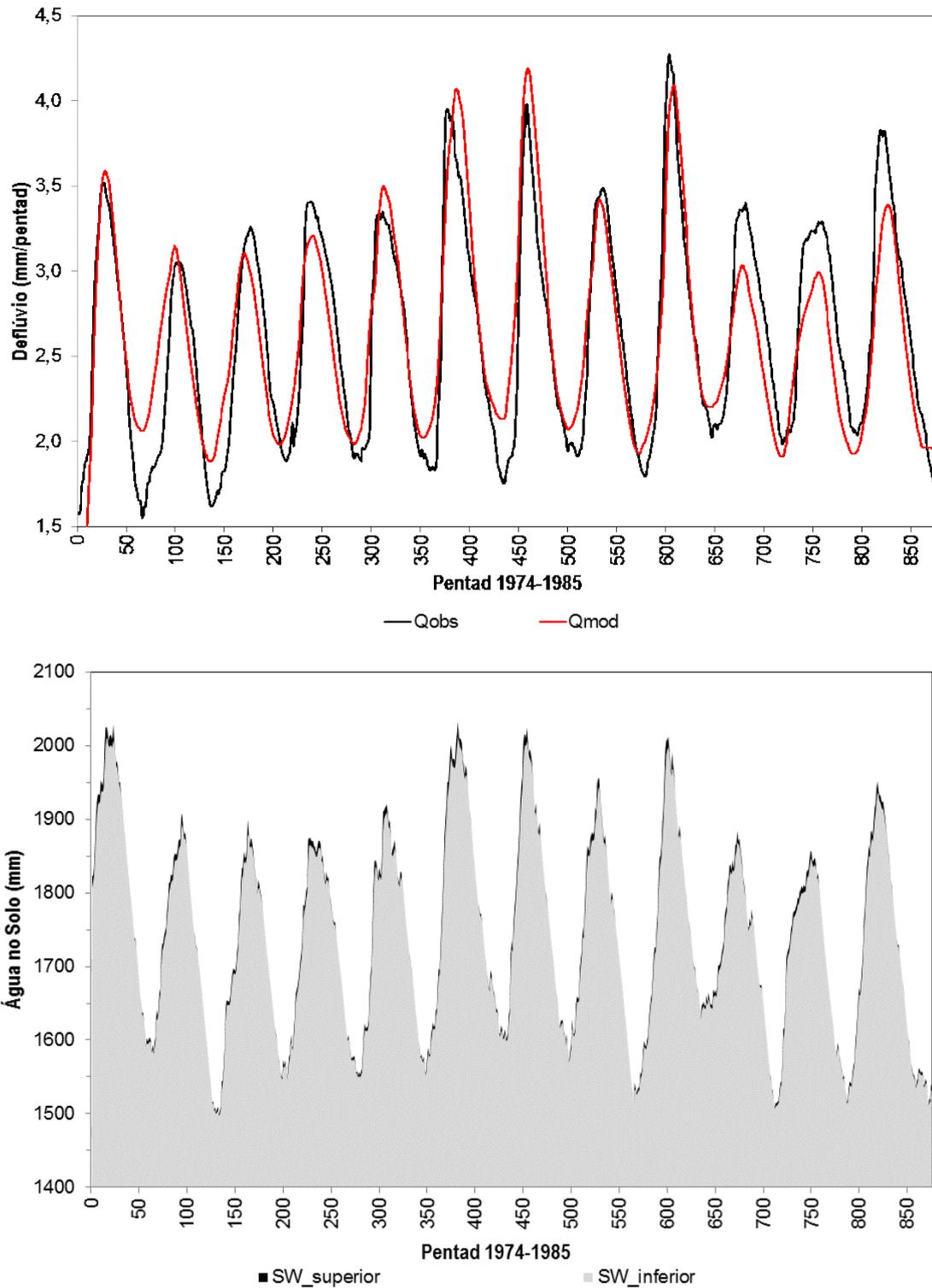


Figura 56 – Resultado da calibração dos parâmetros do modelo 3RV2 para a sub-bacia de Amolar, período total (1974-1985)

Em Cáceres, pode-se observar certa divergência entre as vazões observadas e modeladas no início do período de calibração (até pentad 73) (Figura 53). Isso ocorreu devido à seleção arbitrária das condições iniciais. Com o passar do tempo, as séries se mostraram mais próximas, reduzindo o erro ($Q_{obs} - Q_{mod}$), obtendo-se uma RMSE = 2,35 mm/pentad. Apesar de não haver estacionariedade bem definida no período de estiagem (vazões mínimas anuais oscilam entre 2 e 4 mm/pentad), o coeficiente de correlação dos dados foi bom $R = 0,85$. De modo geral, o modelo acertou melhor os períodos de recessão do que os picos, o que é preferível do ponto de vista da navegação. A série de armazenamento de água no solo se mostrou ainda mais não-estacionária, com amplitude da variabilidade interanual da ordem de 150 mm. O menor volume estimado foi de 200 mm e o maior de 800 mm.

A não-estacionariedade dos dados de vazão em Amolar também foi marcante. A variabilidade interanual das vazões durante a recessão foi de quase 1,0 mm/pentad, sendo que a média dos dados no período 1974-1985 foi de aproximadamente 2,6 mm/pentad, com desvio-padrão de 0,6 mm/pentad. Apesar disso, os índices estatísticos do modelo foram bons: RMSE = 0,28 mm/pentad e $R = 0,89$. A amplitude da variabilidade interanual dos armazenamentos mínimos de água no solo foi de aproximadamente 100 mm. Foi marcante a predominância do armazenamento de água na camada inferior do solo em relação à superior, com volume cerca de 53 vezes maior.

Apesar da dificuldade de calibração proporcionada pela não-estacionariedade das séries, o modelo forneceu bons resultados para ambas as sub-bacias, com índices de correlação (R) superiores a 0,80 e valores da função objetivo de minimização dos erros (funk) inferiores a 0,30.

5.2.3 Análise de Sensibilidade em Relação aos Parâmetros

A análise de sensibilidade em relação aos parâmetros consiste em se perturbar o parâmetro e avaliar o correspondente aumento do índice de erro entre o deflúvio modelado e o observado. A perturbação do parâmetro foi definida através da equação (52):

$$P_{perturb} = P_{calib} \cdot (1 + \alpha_s), \quad \text{onde } -0,75 \leq \alpha_s \leq 0,75 \quad (52)$$

O índice de sensibilidade (SN) está associado com a taxa de aumento da raiz quadrada do erro médio quadrático ($RMSE$), em acordo com a equação (53):

$$SN = \frac{RMSE(P_{perturb}) - RMSE(P_{calib})}{RMSE(P_{calib})}, \quad \text{onde } RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs} - Q_{mod})^2}{N}} \quad (53)$$

Se $SN = 0$, então o erro não aumentou; quanto maior for o valor de SN , mais sensível será o desempenho do modelo em função da incerteza no parâmetro. A Figura 57 ilustra as funções de sensibilidade dos parâmetros para as sub-bacias de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000).

Nota-se que em Amolar, de modo geral, os parâmetros são mais sensíveis do que em Cáceres. Isso pode ser explicado pela área da bacia (234.472 km²), mais de sete vezes maior que a de Cáceres, o que aumenta as incertezas em relação à determinação dos parâmetros em termos médios para representar toda a bacia, já que o modelo 3RV2 é concentrado. Entre os parâmetros que apresentaram maior sensibilidade, podem-se citar: m_4 e α da propagação de cheias, e m_3 , m_2 , C_2 , X_2^0 e X_1^0 da percolação e evapotranspiração em grandes bacias.

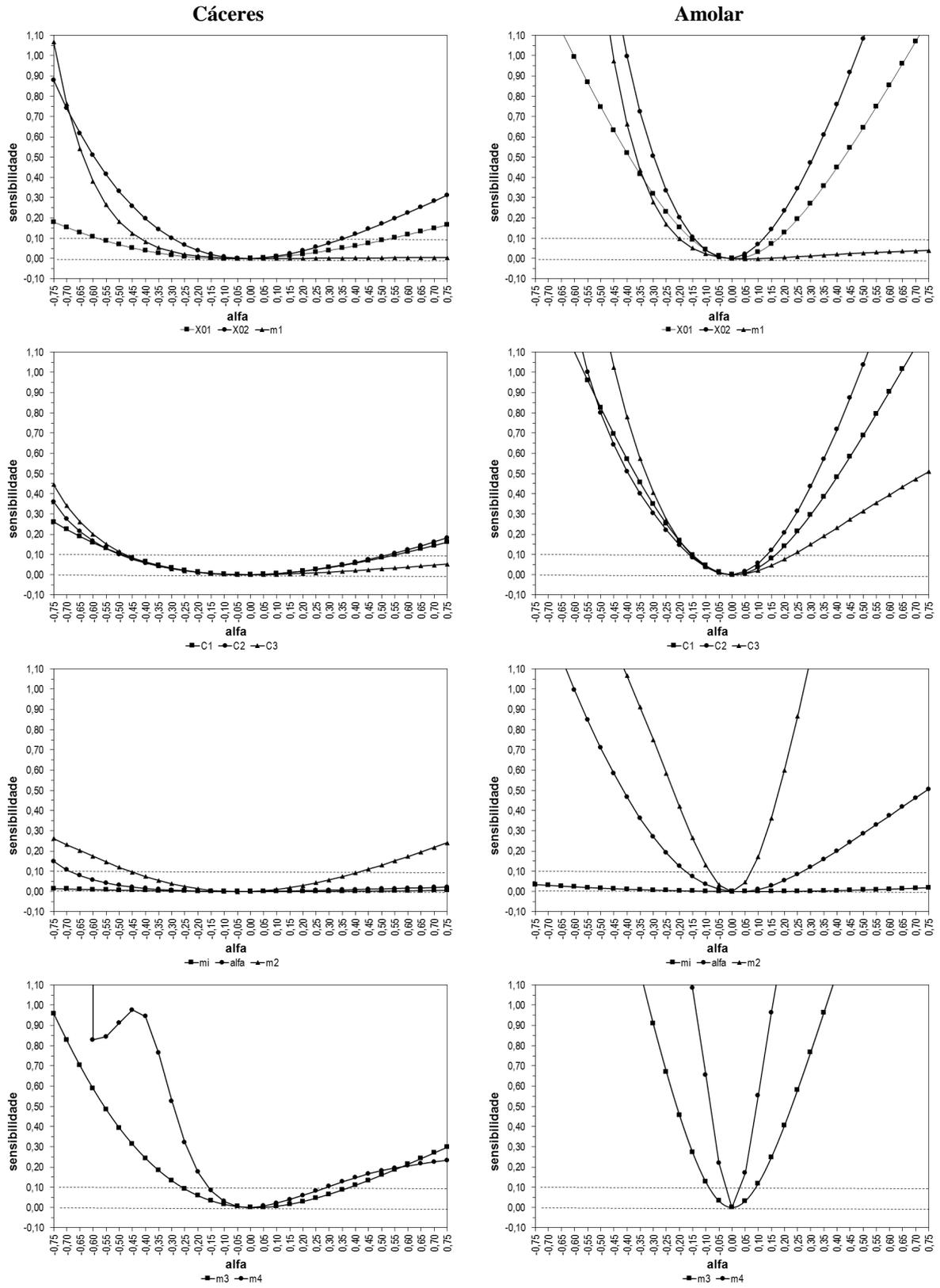


Figura 57 – Gráficos das funções de sensibilidade dos parâmetros do modelo 3RV2 para as sub-bacias de Cáceres (66070004) e Amolar (66800000)

5.3 Validação do Modelo Hidrológico 3RV2

Após a calibração do modelo 3RV2 para as sub-bacias de Cáceres e Amolar, foi realizada a validação nos seguintes períodos: Cáceres (1999-2006) e Amolar (1996-2006). Foi estabelecida condição inicial igual para calibração e validação, visando comparar os índices estatísticos de acerto (Tabela 14).

Nota-se que tanto a raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE) quanto o desvio padrão do erro diminuíram da calibração para a validação. O melhor comportamento do modelo na validação, com valores superiores do coeficiente de correlação (R) e do coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) em relação à calibração, pode ser explicada pela maior estacionariedade observada nesse período.

Tabela 14 – Índices estatísticos da calibração e validação do modelo 3RV2 para as sub-bacias de Cáceres e Amolar

Índice Estatístico	Cáceres		Amolar	
	Calibração (1969-1997)	Validação (1999-2006)	Calibração (1974-1985)	Validação (1996-2006)
Erro médio (mm/pentad)	0,00	0,61	0,00	-0,01
RMSE (mm/pentad)	2,35	2,10	0,28	0,26
Desv.Pad. Erro (mm/pentad)	2,35	2,01	0,28	0,26
R	0,85	0,91	0,89	0,91
NS	0,73	0,80	0,80	0,81
Funk	0,26	0,26	0,22	0,22

A Figura 58 e a Figura 59 ilustram os resultados das simulações para Cáceres e Amolar, respectivamente. São apresentados gráficos de: a) séries de vazões observadas e modeladas; b) séries de armazenamento de água nos reservatórios superior (X_1) e inferior (X_2) do solo; c) séries de armazenamento de água nos reservatórios conceituais de propagação (X_3 e X_4).

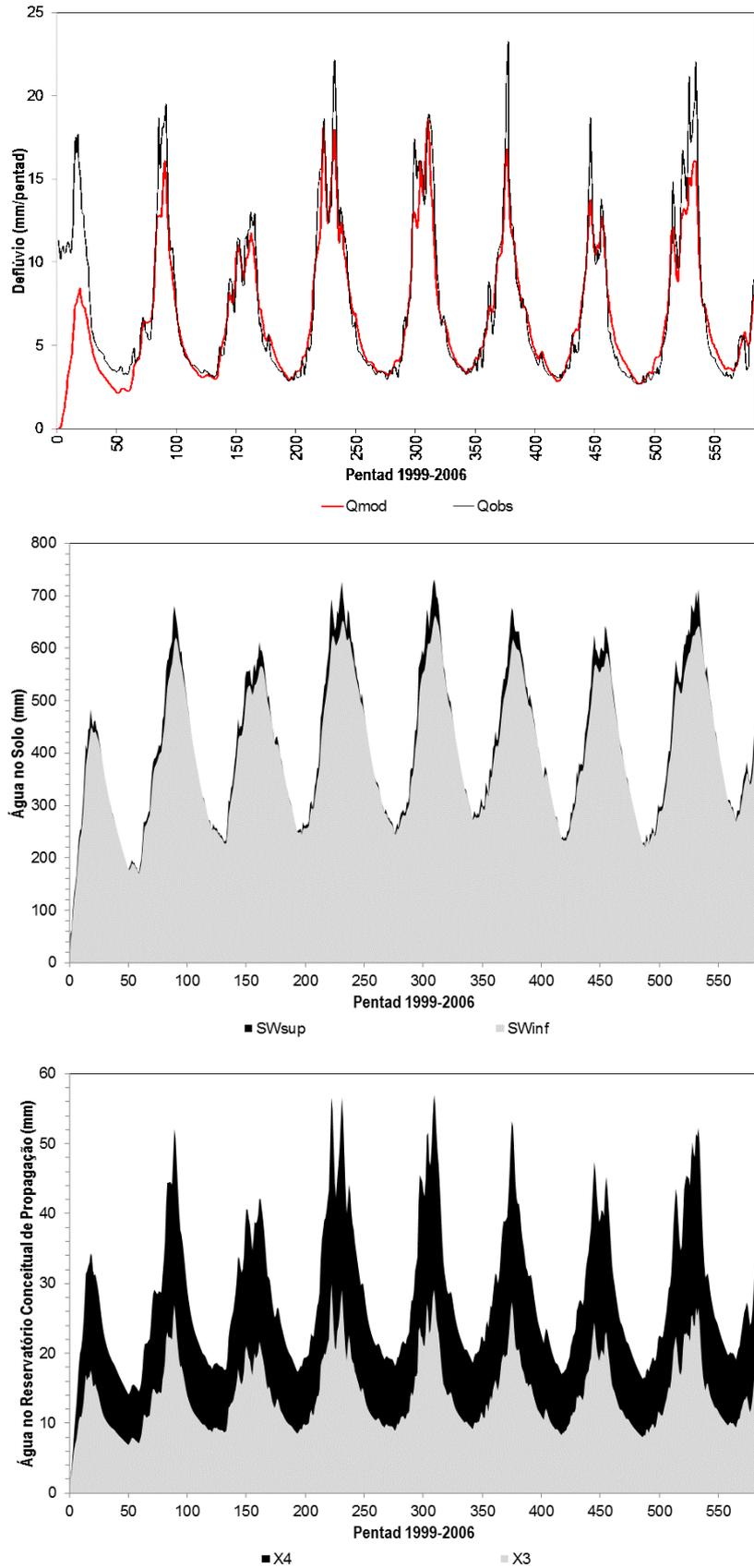


Figura 58 – Resultado da validação do modelo 3RV2 para Cáceres (1999-2006)

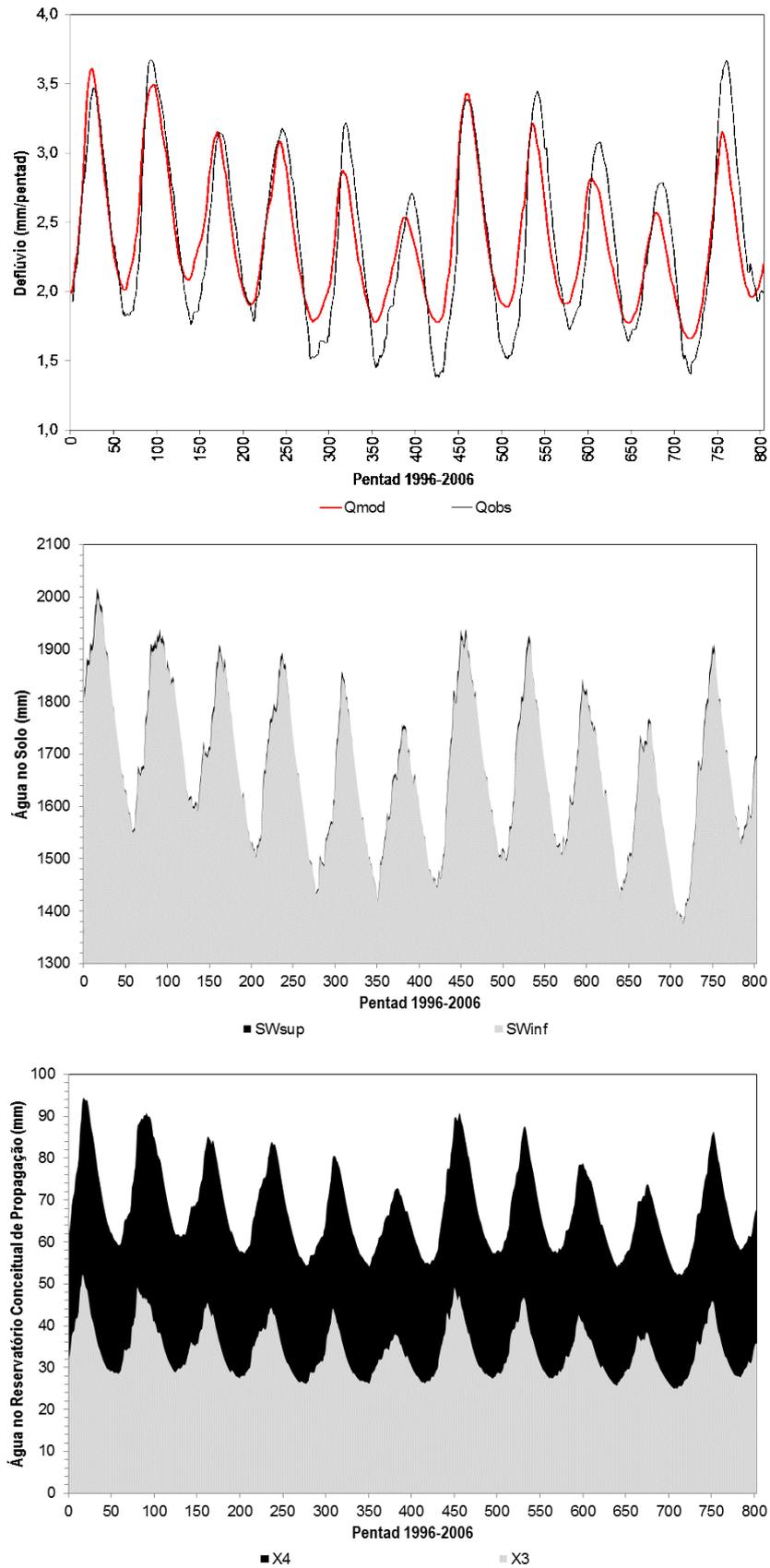


Figura 59 – Resultado da validação do modelo 3RV2 para Amolar (1996-2006)

Na Figura 58, percebe-se um excelente comportamento das vazões modeladas em relação às observadas, principalmente durante a recessão. No início da série houve uma divergência forte entre as curvas por conta das condições iniciais, que foram mantidas iguais às da calibração. O máximo erro ($Q_{obs} - Q_{mod}$) durante a recessão (excluindo o período inicial) foi de 1,2 mm/pentad, o que corresponde a uma diferença aproximada de 70 cm em termos de nível d'água (Figura 60). O erro médio absoluto durante a recessão foi 0,4 mm/pentad (25 cm).

O armazenamento de água no solo oscilou entre 200 mm e 700 mm, com uma variabilidade interanual de 200 mm a 300 mm (amplitude de 100 mm) nos períodos de estiagem. Em média, o armazenamento na camada superior foi 4% da camada inferior, atingindo até 15% durante as cheias.

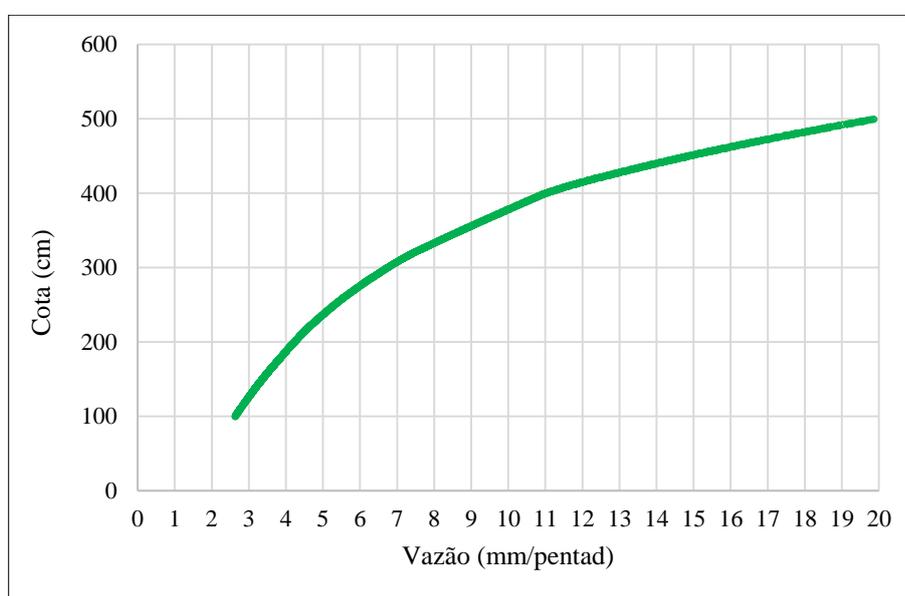


Figura 60 – Curva-chave da estação fluviométrica de Cáceres (66070004), em mm/pentad
Fonte: ANA (2013b)

Em Amolar (Figura 59), o máximo erro no cálculo das vazões foi de 0,7 mm/pentad, o que corresponde a um desnível de aproximadamente 130 cm (Figura 61). Na recessão, o maior erro foi 0,6 mm/pentad (equivalente a 110 cm) e o erro médio absoluto foi 0,2 mm/pentad (40 cm). A estimativa de armazenamento de água no solo foi muito superior do que em Cáceres, variando entre 1400 mm e 2000 mm. A não-estacionariedade da série pode ser percebida pela magnitude (200 mm) da variabilidade interanual dos armazenamentos nas épocas de estiagem.

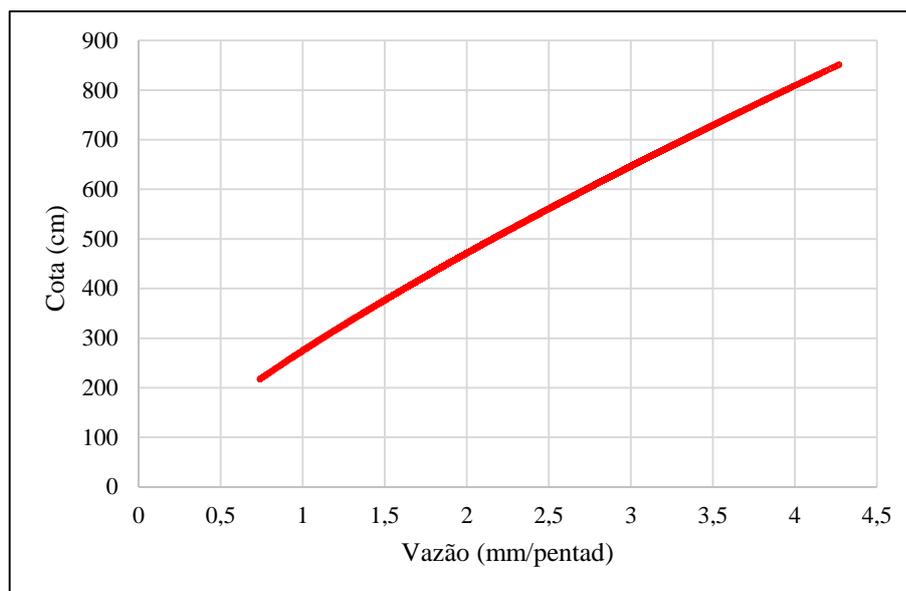


Figura 61 – Curva-chave da estação fluviométrica de Amolar (66800000), em mm/pentad

Embora não seja possível validar os dados de evapotranspiração, realizou-se uma comparação entre a estimativa da evapotranspiração real produzida pelo modelo e a evapotranspiração potencial (Tabela 15 e Figura 62). O índice utilizado para avaliar essa relação foi o coeficiente de evapotranspiração (EVTCOF), definido segundo a equação (54).

$$\text{EVTCOF} = \text{Coeficiente de Evapotranspiração} = \frac{\text{Evapotranspiração Real}}{\text{Evapotranspiração Potencial}} \quad (54)$$

Em Cáceres, obteve-se $\text{EVTCOF}=0,49$ enquanto que em Amolar $\text{EVTCOF}=0,62$. Isso indica que a evapotranspiração foi um pouco maior em Amolar, o que pode ser explicado pela maior disponibilidade hídrica na bacia (maiores armazenamentos de água no solo).

Tabela 15 – Índices estatísticos de evapotranspiração em Cáceres e Amolar

Índice Estatístico	Cáceres		Amolar	
	Evapotransp. Potencial	Evapotransp. Real	Evapotransp. Potencial	Evapotransp. Real
Máxima (mm/pentad)	39,86	28,00	38,24	30,50
Média (mm/pentad)	27,26	13,29	27,73	17,30
Mínima (mm/pentad)	18,79	2,66	17,67	8,74
Desv.Pad (mm/pentad)	5,07	5,75	5,25	4,59
CV	0,19	0,43	0,19	0,27
EVTCOF	0,49		0,62	

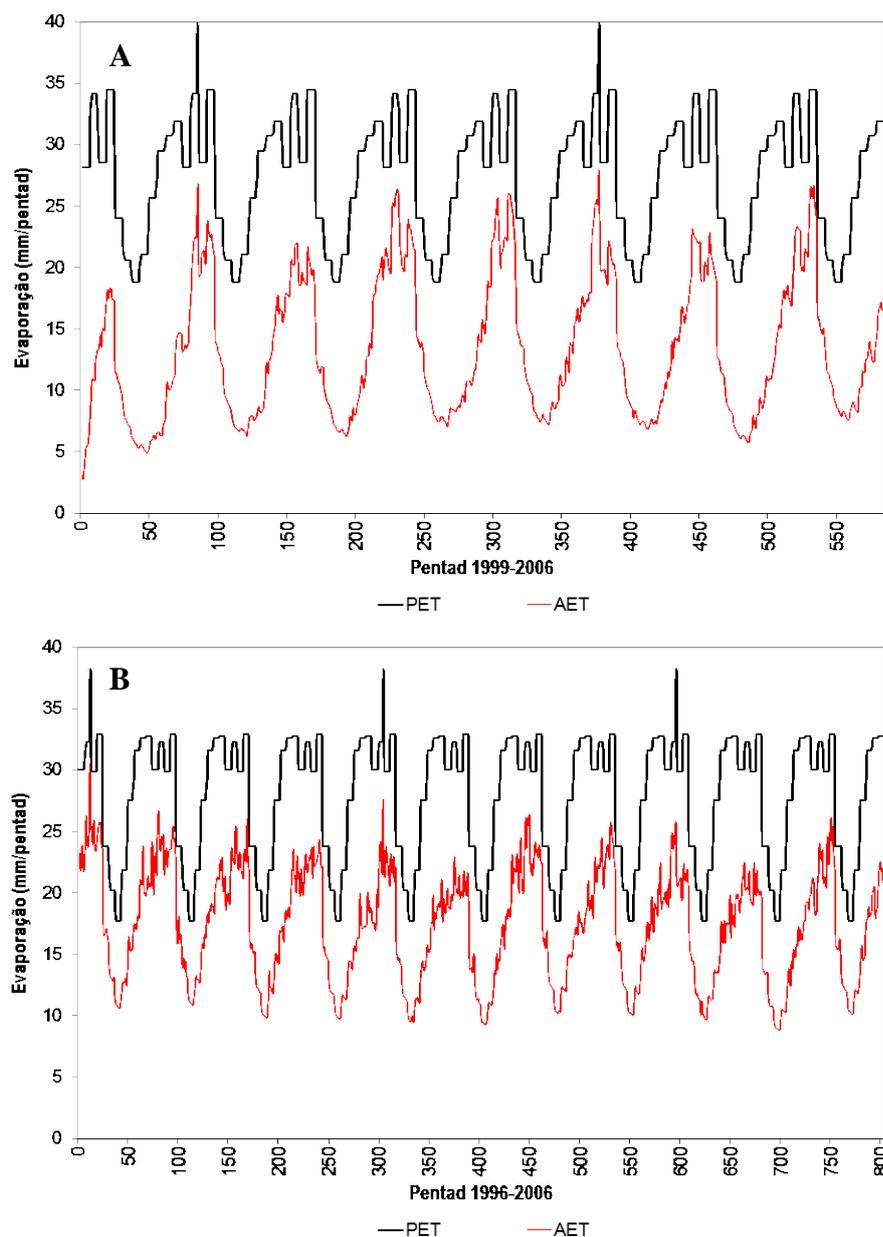


Figura 62 – Séries de evapotranspiração: potencial (PET) e real estimada pelo modelo (AET), para as sub-bacias de Cáceres (figura A) e Amolar (figura B)

Os deflúvios medidos nos exutórios considerados (Cáceres e Amolar) apresentaram o mesmo sinal da precipitação, indicando concordância entre as informações (Figura 63). As precipitações médias sobre as sub-bacias foram aproximadamente 20 mm/pentad (Tabela 16). Os deflúvios médios modelados em Cáceres e Amolar foram, respectivamente, 6,65 mm/pentad e 2,39 mm/pentad. Em outras palavras, 31% da chuva que caiu sobre a sub-bacia de Cáceres foi medida como deflúvio no exutório. Em Amolar essa relação foi de 12%, o que é natural, tendo em vista a área da bacia (cerca de 7 vezes maior) e a influência das planícies de inundação, que promovem o amortecimento das cheias.

Tabela 16 – Relação Chuva-Deflúvio nas sub-bacias de Cáceres e Amolar

Índice Estatístico	Cáceres		Amolar	
	Precipitação	Deflúvio	Precipitação	Deflúvio
Máxima (mm/pentad)	123,47	18,56	90,02	3,61
Média (mm/pentad)	21,17	6,65	19,67	2,39
Mínima (mm/pentad)	0,00	2,13	0,00	1,66
Desv.Pad (mm/pentad)	22,94	3,81	19,88	0,47
CV	1,08	0,57	1,01	0,20
Coef de Deflúvio	0,31		0,12	

O deflúvio medido no exutório de cada sub-bacia é constituído pela soma dos escoamentos superficial e de base, este último sendo formado por parcela da vazão subterrânea e pela vazão subsuperficial. A outra parte do escoamento subterrâneo é responsável pela recarga do aquífero. A Tabela 17 apresenta algumas estatísticas dos escoamentos modelados, cujos hidrogramas são apresentados na Figura 64.

Em Cáceres, o escoamento de base durante as estiagens foi de aproximadamente 3 mm/pentad, atingindo 18 mm/pentad nas maiores cheias. O máximo escoamento superficial foi de quase 6 mm/pentad. A taxa de recarga do aquífero foi de 6%, o que equivale a uma vazão média de 0,44 mm/pentad.

Em Amolar, também se observou estacionariedade da série de Q_{base} durante os períodos de águas baixas, com valores próximos a 1,5 mm/pentad, enquanto nas cheias foram alcançadas vazões de 5,8 mm/pentad. O maior pico do escoamento superficial foi de 2,7 mm/pentad. A recarga do aquífero foi em média de 0,09 mm/pentad, equivalente a uma taxa de recarga de 4%, semelhante a Cáceres.

Tabela 17 – Composição do escoamento modelado nas sub-bacias de Cáceres e Amolar

Índice Estatístico	Cáceres			Amolar		
	Qbase	Qsuperficial	Qaquífero	Qbase	Qsuperficial	Qaquífero
Máxima (mm/pentad)	18,30	5,94	0,72	5,76	2,69	0,11
Média (mm/pentad)	6,50	0,24	0,44	2,35	0,06	0,09
Mínima (mm/pentad)	1,27	0,00	0,04	1,29	0,00	0,07
Desv.Pad (mm/pentad)	3,66	0,68	0,14	0,91	0,27	0,01
CV	0,56	2,88	0,33	0,38	4,50	0,09
Taxa de Recarga do Aquífero	0,06			0,04		

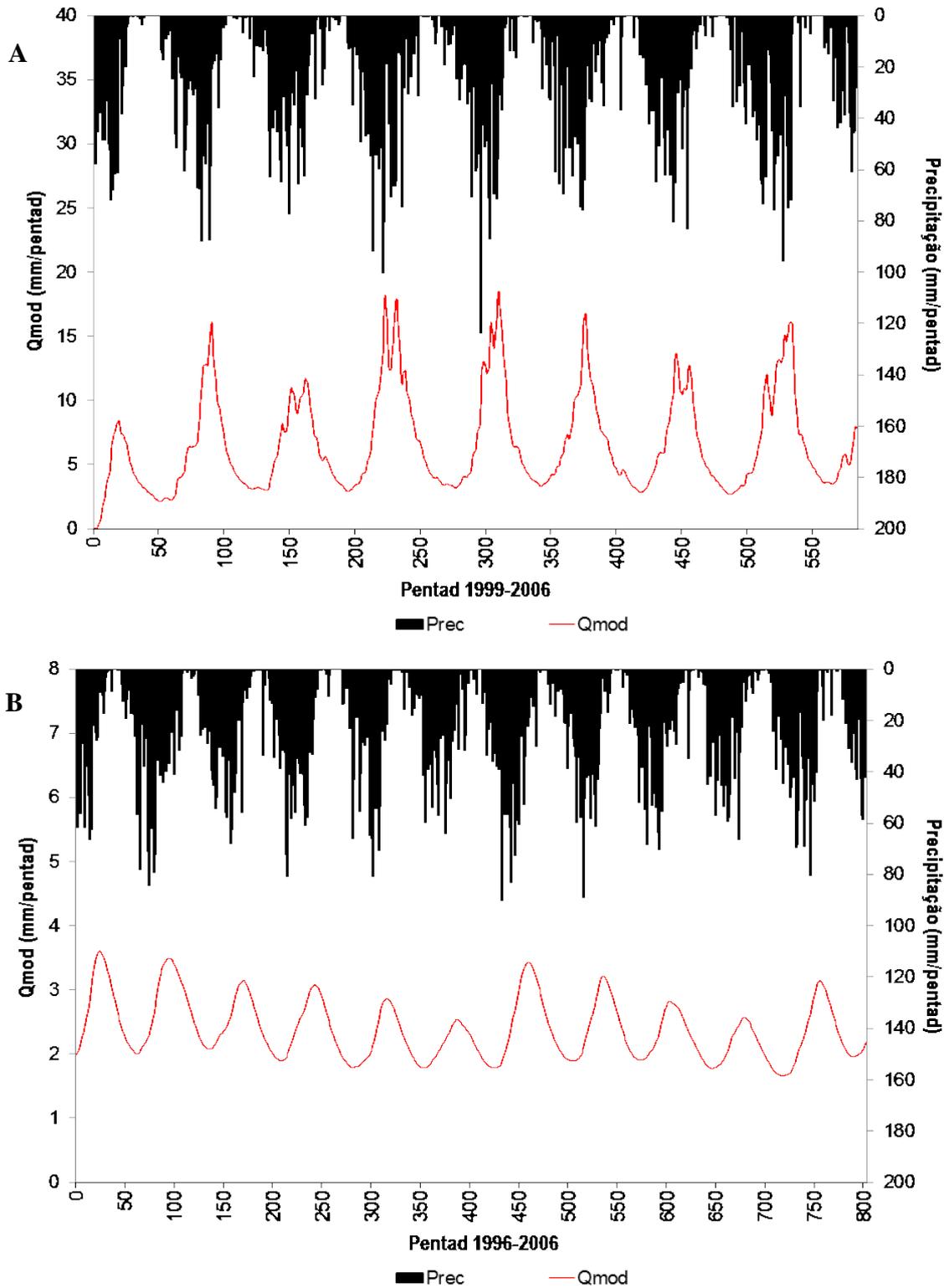


Figura 63 – Relação Chuva-Deflúvio em Cáceres (A) e Amolar (B)

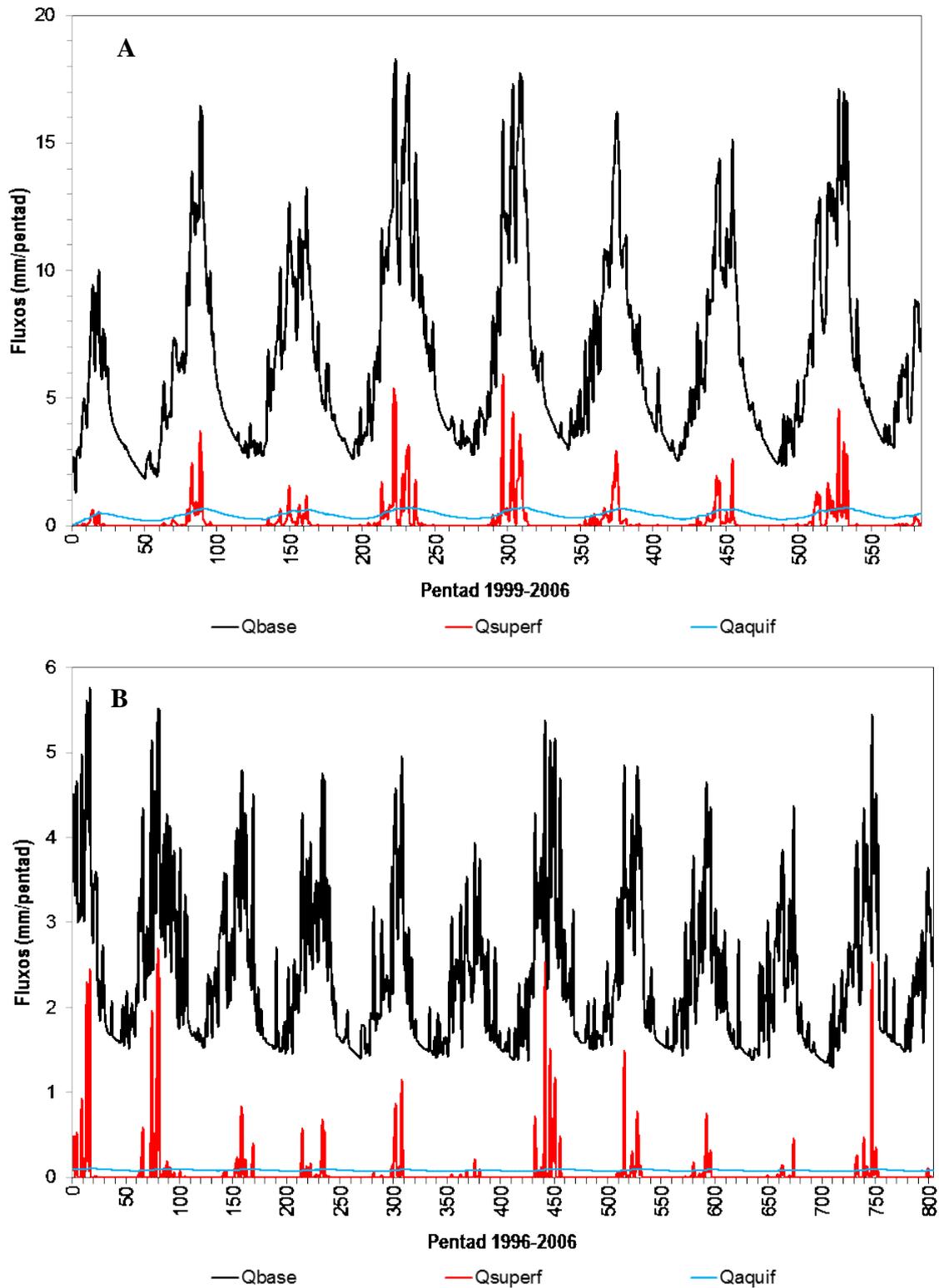


Figura 64 – Composição do escoamento modelado em Cáceres (A) e Amolar (B)

5.4 Calibração dos Parâmetros do Modelo Dinâmico-Estocástico

A calibração do estimador de estado resume-se a estabelecer os valores dos parâmetros α_U e α_P da equação de propagação da matriz de covariâncias dos desvios do modelo. A técnica empregada neste trabalho para a calibração desses parâmetros, consistiu em avaliar o comportamento de algumas funções objetivo no espaço de valores de α_U e α_P , até que se encontre o ponto que representa o melhor comportamento global. As estatísticas utilizadas para medir o desempenho do modelo foram: valor esperado do erro, desvio padrão, coeficiente de correlação entre as vazões observadas e modeladas, coeficiente de autocorrelação dos resíduos (lag 1) e função “funk” (a mesma utilizada na calibração do modelo 3RV2).

Com o objetivo de avaliar a melhor combinação de parâmetros (α_U e α_P), foram construídos gráficos de isolinhas para as cinco funções objetivo, permitindo o estabelecimento de regiões ótimas. A Figura 65 e a Figura 66 apresentam, respectivamente, os gráficos referentes às sub-bacias de Cáceres e Amolar.

Previamente a esse procedimento de calibração, é necessário definir para cada sub-bacia: os valores dos parâmetros do modelo 3RV2, as condições iniciais, os desvios padrão dos parâmetros e dos estados (Tabela 18). A partir disso, é aplicado o modelo acoplado ao Filtro de Kalman e são analisadas as regiões ótimas dos gráficos das funções objetivo para se calibrar os parâmetros do estimador de estado (α_U e α_P).

Nesse processo, são utilizados os mesmos valores calibrados dos parâmetros do modelo 3RV2. Os desvios-padrão dos erros dos estados e dos parâmetros são definidos pelo especialista, com base em uma análise criteriosa da sensibilidade destes com a aplicação do estimador de estado. O estudo detalhado das estimativas destes desvios (terceira e quinta colunas da Tabela 18) não será apresentado nesta dissertação.

De modo geral, os valores de desvio podem ser estimados como percentuais dos valores dos parâmetros. Na Tabela 18, nota-se que os parâmetros C_2 , m_2 e m_4 apresentam desvio nulo. Zerar o desvio padrão significa anular as incertezas do processo representado pelo parâmetro. Isso foi aplicado para os parâmetros que apresentaram elevada sensibilidade, impedindo que a inclusão da incerteza no parâmetro provocasse uma descontinuidade topológica, tal como fluxos e armazenamentos negativos. Recomenda-se que em estudos futuros se faça uma análise de sensibilidade em relação à variância dos erros dos dados de entrada e dos parâmetros.

Tabela 18 – Parâmetros, condições iniciais e índices estatísticos do modelo dinâmico-estocástico implementado em Cáceres e Amolar

Sub-bacia	Cáceres (66070004)		Amolar (66800000)	
	3RV2 - μ	Kalman - σ	3RV2 - μ	Kalman - σ
X_1^0 (mm)	265,7	10,0	48,2	10,0
X_2^0 (mm)	960,7	5,0	2549,6	2,0
m_1	2,443	0,500	4,960	0,500
C_1 (pentad ⁻¹)	0,1415	0,0100	0,1550	0,0100
C_2 (pentad ⁻¹)	0,0115	0,0000	0,0010	0,0000
C_3	79,3	10,0	422,3	20,0
μ	0,105	0,050	0,057	0,050
α (pentad ⁻¹)	0,095	0,010	0,016	0,010
m_2	1,8	0,0	1,8	0,0
m_3	0,911	0,050	1,2985	0,050
m_4	1,581	0,000	1,4171	0,000
Condições Iniciais				
$X_1 \big _{i=0}$ (mm)	132,8	50,0	43,4	50,0
$X_2 \big _{i=0}$ (mm)	624,5	1,0	422,1	1,0
$X_3 \big _{i=0}$ (mm)	0,10	0,01	250,0	0,01
$X_4 \big _{i=0}$ (mm)	0,10	0,01	100,0	0,01
Índice Estatístico				
funk	0,26	0,13*	0,22	0,07**
R	0,85	0,95*	0,89	0,98**

* Parâmetros calibrados do estimador de estado: $\alpha_U = 10$ e $\alpha_P = 10$

** Parâmetros calibrados do estimador de estado: $\alpha_U = 17$ e $\alpha_P = 4$

Uma vez estabelecidos os valores dos parâmetros da Tabela 18, foram finalmente gerados os gráficos de Cáceres e Amolar (Figura 65 e Figura 66), para inspeção dos resultados das cinco funções objetivo, conforme descrito anteriormente. Após esse procedimento, foram definidos os valores de α_U e α_P para as sub-bacias estudadas (Tabela 19).

Tabela 19 – Parâmetros calibrados do estimador de estado

Sub-bacia	Parâmetro	
	α_U	α_P
Cáceres	10	10
Amolar	17	4

Os seis parâmetros CV_{PREC} , σ_{PREC} , CV_{PET} , σ_{PET} , CV_Q e σ_Q do modelo de variância dos erros dos dados de entrada (precipitação e evapotranspiração potencial) e das observações (vazões) foram estimados (Tabela 20) de acordo com a expectativa que se tem sobre a magnitude dos erros. O detalhamento desse estudo e dos critérios utilizados para definir cada valor não serão apresentados nesta dissertação, sendo recomendados para trabalhos futuros.

Tabela 20 – Parâmetros do modelo de variância dos erros dos dados de entrada (*PREC* e *PET*) e das observações (*Q*)

Fluxos	Cáceres		Amolar	
	CV	σ (mm/pentad)	CV	σ (mm/pentad)
<i>PREC</i>	0,20	2,0	0,15	2,0
<i>PET</i>	0,50	5,0	0,50	5,0
<i>Q</i>	0,10	0,10	0,05	0,05

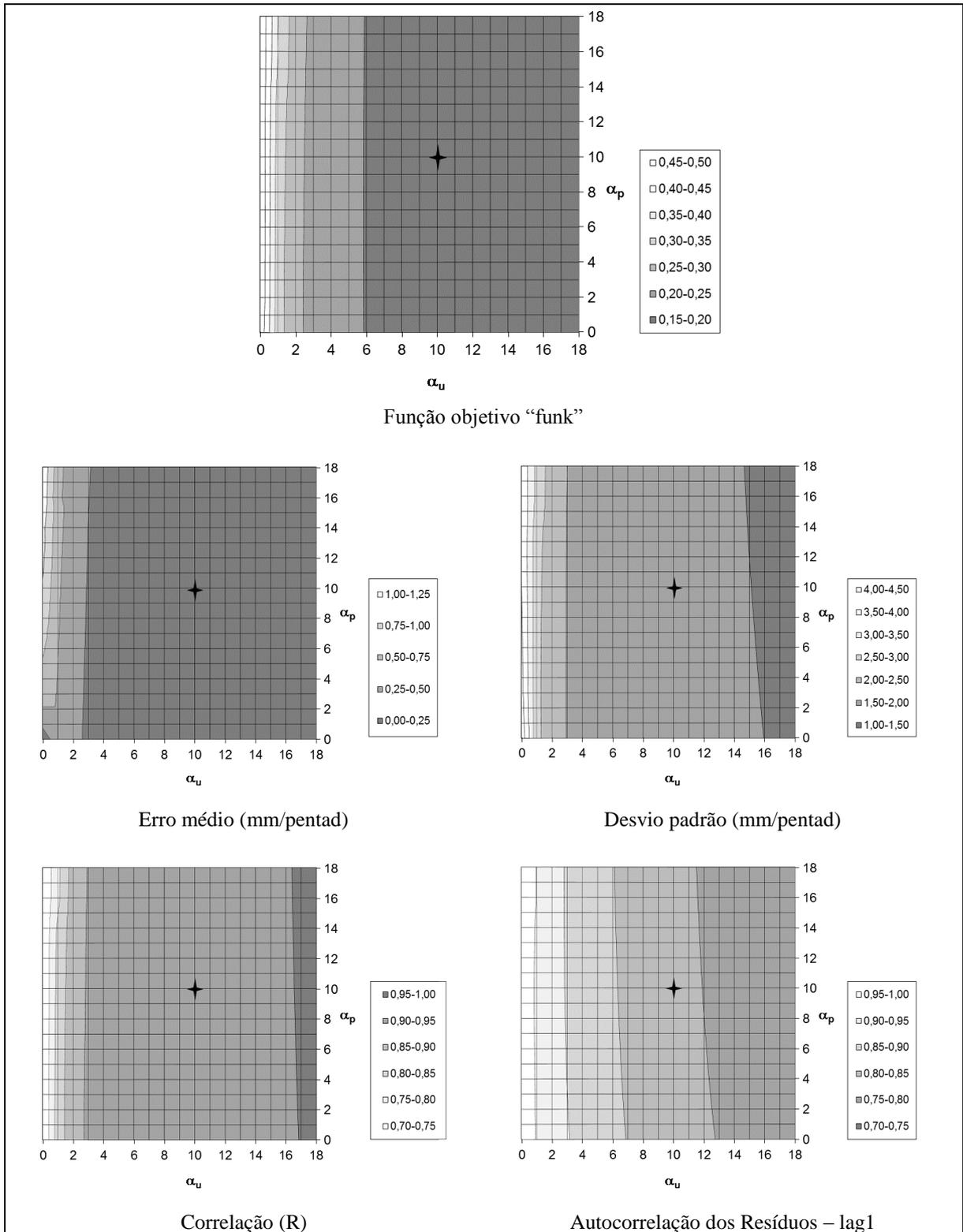


Figura 65 – Gráfico de isolinhas das funções objetivo utilizadas para calibrar os parâmetros α_U e α_P do modelo dinâmico-estocástico na sub-bacia de Cáceres

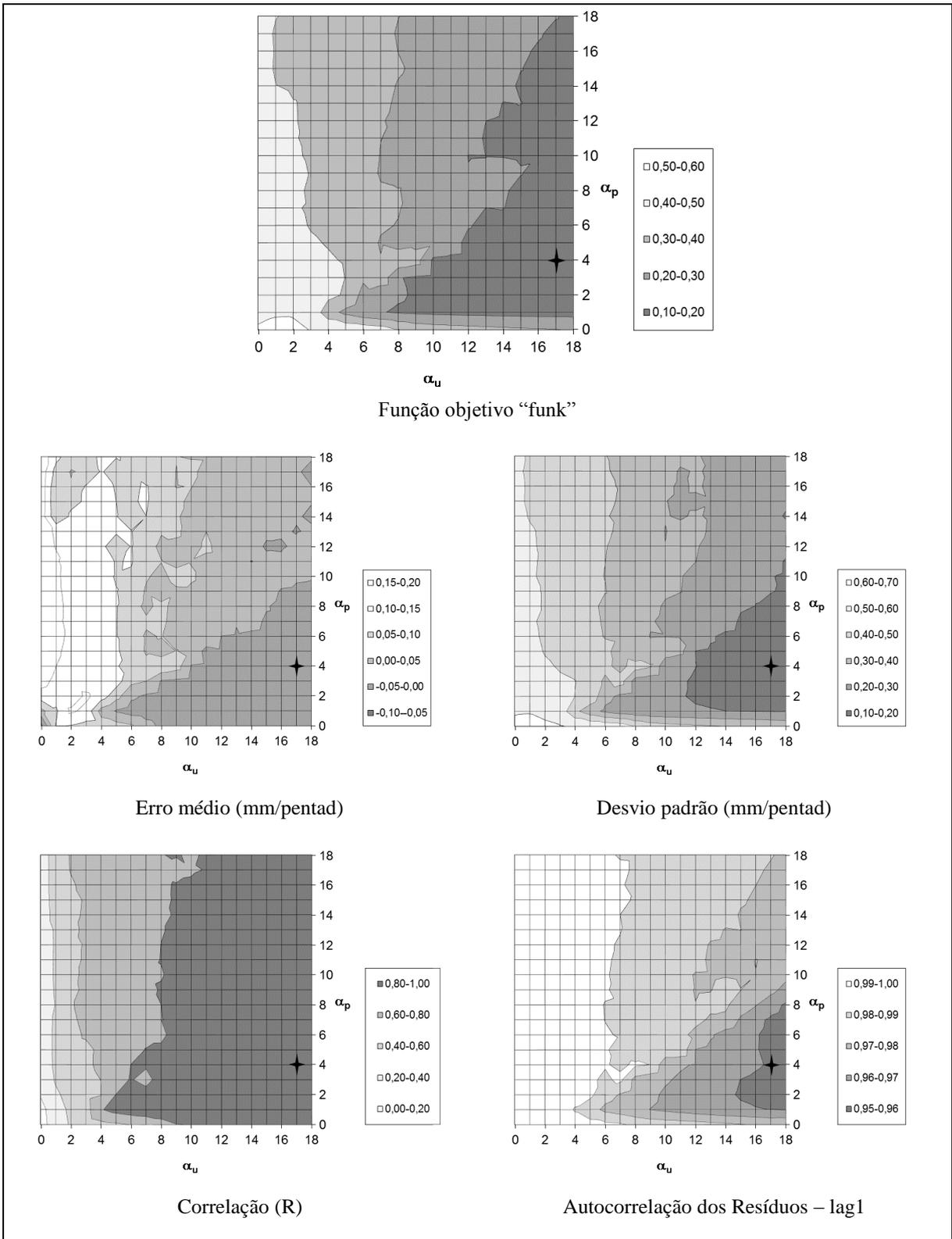


Figura 66 – Gráfico de isolinhas das funções objetivo utilizadas para calibrar os parâmetros α_u e α_p do modelo dinâmico-estocástico na sub-bacia de Amolar

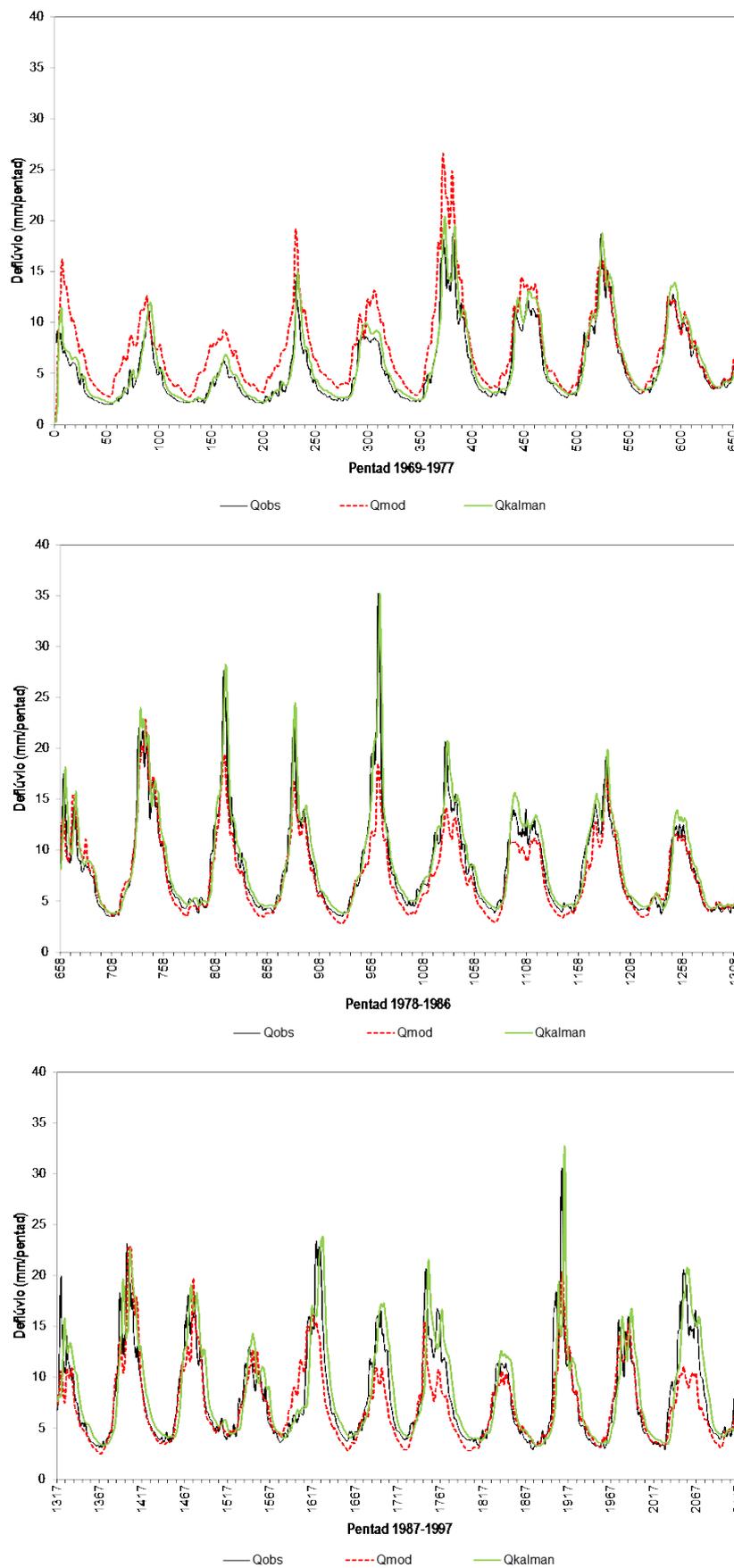


Figura 67 – Hidrogramas da sub-bacia de Cáceres: observado, calibrado pelo modelo 3RV2 e calibrado pelo modelo dinâmico-estocástico

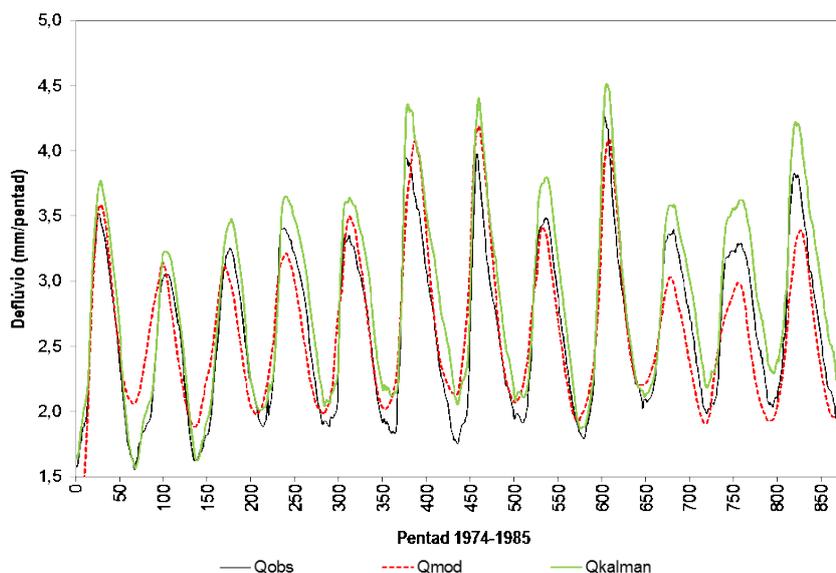


Figura 68 – Hidrogramas da sub-bacia de Amolar: observado, calibrado pelo modelo 3RV2 e calibrado pelo modelo dinâmico-estocástico

O estimador de estado mostrou-se eficiente na geração de vazões iniciais de previsão próximas aos valores observados. Isto pode ser comprovado pelo coeficiente de correlação entre vazões observadas e modeladas, que atingiu os valores de 0,95 e 0,98 para as sub-bacias de Cáceres e Amolar, respectivamente, o que pode ser visualizado na Figura 67 e Figura 68.

Na calibração, o estimador de estado conseguiu melhorar o desempenho do sistema para o horizonte de previsão de cinco dias. Em termos do coeficiente de correlação, o ganho foi de 11,8% para Cáceres e 10,1% para Amolar.

O ganho relativo de desempenho do sistema em relação ao resultado da simulação pura (sem estimador de estado) é inversamente proporcional à qualidade da resposta do simulador, ou seja, quanto pior os resultados da simulação (modelo 3RV2), maior o ganho relativo que o estimador de estado introduz no sistema (KRAUSKOPF NETO, 2005).

5.5 Validação do Modelo Dinâmico-Estocástico

A fase de validação do modelo tem como objetivo aplicar o sistema de previsões para um período diferente daquele utilizado na calibração, avaliando se os resultados obtidos são satisfatórios. Esta etapa é fundamental para decidir se o modelo é ou não aplicável operacionalmente. O código do programa “*Kalman_3R.f*” (em linguagem Fortran) utilizado na validação é apresentado no Apêndice C.

O período escolhido para validação do estimador de estado, foi o mesmo período da validação do modelo hidrológico 3RV2, a saber: Cáceres (1999-2006) e Amolar (1996-2006). Com isso, é possível comparar os índices estatísticos de acerto de ambas as modelagens. Os resultados obtidos são ilustrados na Figura 69 e Figura 70.

Nota-se que o estimador de estado melhorou as previsões para um horizonte de 5 dias em ambas as sub-bacias. Os ganhos obtidos são percebidos por uma maior aproximação entre vazões modeladas e observadas tanto nos picos quanto nos períodos de recessão. Em Amolar, a simulação de alguns picos apresentou erro maior do que a modelagem sem o estimador de estado. Estes foram casos isolados e, apesar disso, o coeficiente de correlação do modelo dinâmico-estocástico foi maior que na calibração, com $R=0,99$.

Alguns índices estatísticos das simulações de calibração e validação para as sub-bacias de Cáceres e Amolar são apresentados na Tabela 21. Assim, pode-se dizer que o sistema de previsão de vazões com o estimador de estado é adequado para a finalidade a que se destina em ambas as sub-bacias.

Tabela 21 – Índices estatísticos da calibração e validação do modelo dinâmico-estocástico para as sub-bacias de Cáceres e Amolar

Índice Estatístico	Cáceres		Amolar	
	Calibração (1969-1997)	Validação (1999-2006)	Calibração (1974-1985)	Validação (1996-2006)
\bar{Q}_{obs} (mm/pentad)	7,46	7,26	2,61	2,37
Erro médio (mm/pentad)	-0,48	-0,41	-0,23	-0,18
RMSE (mm/pentad)	1,59	1,80	0,27	0,22
Desv.Pad. Erro (mm/pentad)	1,51	1,75	0,14	0,12
R	0,95	0,94	0,98	0,99
NS	0,88	0,85	0,82	0,87
Funk	0,13	0,16	0,07	0,06

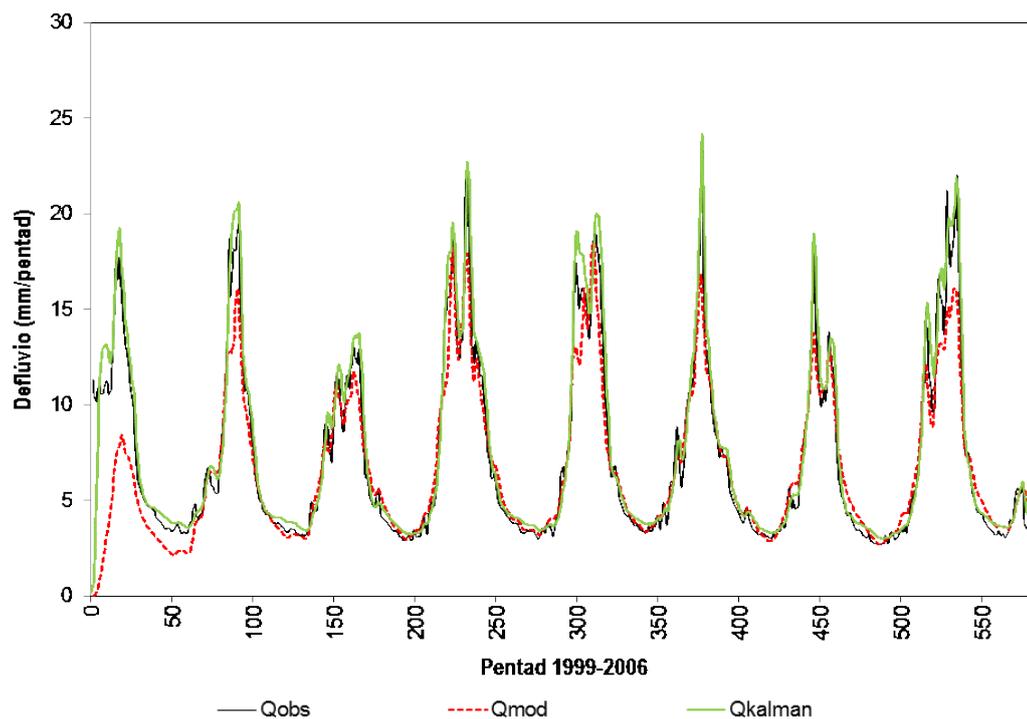


Figura 69 – Resultados da validação do modelo dinâmico-estocástico para a sub-bacia de Cáceres

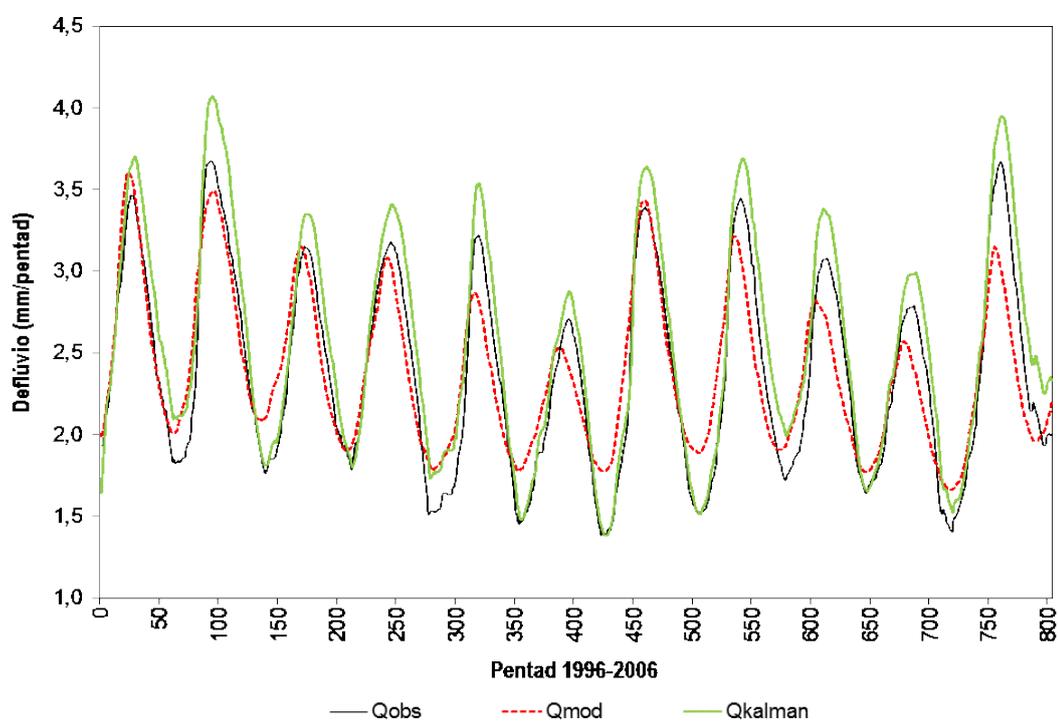


Figura 70 – Resultados da validação do modelo dinâmico-estocástico para a sub-bacia de Amolar

5.6 Comparação dos Índices de Acerto dos Modelos

Através da análise da Tabela 14 e da Tabela 21, constata-se que não houve degradação de desempenho entre a validação e a calibração, tanto para o modelo chuva-vazão sem estimador de estado como para a o modelo dinâmico-estocástico (acoplado ao Filtro de Kalman).

Na Tabela 22, é possível comparar alguns índices estatísticos obtidos na validação dos modelos sem e com estimador de estado. Em ambas as bacias, o modelo dinâmico-estocástico melhorou as previsões em um horizonte de 5 dias.

Em Cáceres, os aumentos dos coeficientes de correlação (R) e Nash-Sutcliffe (NS) foram de 3,3% e 6,2%, respectivamente, enquanto a função objetivo de minimização dos erros (“funk”) apresentou redução de 38,5%. Em Amolar, o coeficiente R aumentou 8,8% e o coeficiente NS 7,4%. A função “funk” teve redução de 72,7%.

Tabela 22 – Índices estatísticos do modelo hidrológico 3RV2 e do modelo dinâmico-estocástico (FK) para as sub-bacias de Cáceres e Amolar

Índice Estatístico	Cáceres (1999-2006)		Amolar (1996-2006)	
	3RV2	FK	3RV2	FK
\bar{Q}_{mod} (mm/pentad)	6,65	7,67	2,39	2,56
Erro médio (mm/pentad)	0,61	-0,41	-0,01	-0,18
RMSE (mm/pentad)	2,10	1,80	0,26	0,22
Desv.Pad. Erro (mm/pentad)	2,01	1,75	0,26	0,12
R	0,91	0,94	0,91	0,99
NS	0,80	0,85	0,81	0,87
Funk	0,26	0,16	0,22	0,06

O maior interesse para a navegação é obter bons índices de acerto nos períodos de recessão. Assim, esses períodos foram analisados com maior detalhe para ambas as sub-bacias. Em Cáceres, o máximo erro ($Q_{obs} - Q_{mod}$) com o modelo hidrológico foi de 1,2 mm/pentad, o que corresponde a uma diferença aproximada de 70 cm em termos de nível d’água, e o erro médio relativo foi 35%, em relação à vazão observada. O erro médio absoluto durante a recessão foi 0,4 mm/pentad (25 cm, 11%). O modelo dinâmico-estocástico forneceu o mesmo erro médio absoluto (0,4 mm/pentad) e reduziu o erro máximo para 1,1 mm/pentad (65 cm de nível d’água, 28%).

Na sub-bacia de Amolar, os ganhos com a aplicação do estimador de estado foram maiores. O maior erro na recessão obtido com o modelo 3RV2 foi 0,6 mm/pentad (equivalente

a 110 cm de nível e 29% em relação à vazão observada) e o erro médio absoluto foi 0,2 mm/pentad (40 cm, 12%). A aplicação do estimador de estado reduziu o erro máximo para 0,4 mm/pentad (75 cm, 23%) e o erro médio absoluto para 0,15 mm/pentad (28 cm, 8%).

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho, foram implementados dois modelos de previsão de vazões. O primeiro foi um modelo hidrológico conceitual concentrado denominado modelo 3RV2, que realiza previsões com base na parametrização dos processos de evapotranspiração e percolação em grandes bacias. Consiste em uma versão modificada (GUETTER, 2014) do modelo 3R, cujo nome tem origem nas iniciais das palavras “*rainfall-runoff-routing*” (chuva-vazão-propagação).

O segundo modelo utiliza a mesma formulação determinística do primeiro, mas com o acréscimo de um componente estocástico robusto, com o uso do Filtro de Kalman. É um modelo de atualização de estados, que assimila as observações de vazão em tempo real, para minimizar os erros das previsões.

Ambos os modelos foram implementados na bacia do Rio Paraguai, com o objetivo de realizar previsões em duas seções transversais do rio onde existem postos fluviométricos com dados plurianuais longos, distantes entre si por 460 km. O posto de montante é Cáceres (66070004), com área de drenagem de 32.393 km², e o de jusante é Amolar (66800000), com 234.472 km². As previsões foram realizadas com uma resolução temporal de 5 dias (pentad).

A Hidrovia do Rio Paraguai possui extrema importância para o escoamento das cargas provenientes do Brasil e Bolívia, com relevância para os minérios de ferro e manganês e *commodities* agrícolas. É interesse dos produtores da região e do Ministério dos Transportes aumentar a eficiência e a confiabilidade do transporte hidroviário, visando reduções no custo do frete e ampliação da participação deste modal na matriz de transporte de cargas brasileira.

A previsão de vazões e níveis d’água, em conjunto com informações batimétricas detalhadas, permitem que se estime a submergência máxima dos comboios que realizam o transporte de mercadorias, ou seja, o carregamento máximo para que a navegação prossiga nos trechos críticos, que são os locais com profundidades restritivas no período de estiagem.

Os dados utilizados na modelagem foram: séries históricas de vazão nos dois postos de interesse (Cáceres e Amolar), obtidas do banco de dados da ANA (hidroweb); série de precipitação média na bacia, também obtida junto à ANA; e série de evapotranspiração potencial média na bacia (SENTELHAS et al., 1999). Também foram utilizadas as curvas-chaves das estações para estimar as variações de nível d’água em função das vazões observadas.

As séries de dados sofreram análise de consistência e foram selecionados períodos específicos para calibração e validação dos modelos em cada sub-bacia. Após as simulações, foram utilizados índices estatísticos para avaliar o acerto das previsões.

Ambas as sub-bacias apresentaram bons resultados com a implementação dos dois

modelos, “sem” e “com” estimador de estado. As simulações de Cáceres (1999-2006) apresentaram coeficiente de correlação (R) entre as vazões observadas e modeladas superior a 0,90 e coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) maior que 0,80. Nos períodos de recessão, o erro médio absoluto foi 0,4 mm/pentad, o que corresponde a 25 cm em termos de nível d’água, e o erro médio relativo foi 11%. Os ganhos com a aplicação do Filtro de Kalman foram de 3,3% e 6,2% em termos dos coeficientes R e NS, respectivamente, enquanto a função objetivo de minimização dos erros (“funk”) apresentou redução de 38,5%.

Na sub-bacia de Amolar, as simulações (1996-2006) apresentaram índices de acerto ainda melhores, chegando a $R=0,99$ e $NS=0,87$ na modelagem com o estimador de estado. Nos períodos de recessão, o modelo dinâmico-estocástico reduziu o erro médio absoluto de 0,20 para 0,15 mm/pentad, o que corresponde a uma redução de 40 cm para 28 cm na precisão do nível d’água e de 12% para 8% no erro médio relativo. A função objetivo “funk” caiu de 0,22 para 0,06.

Paz (2010) desenvolveu um complexo sistema de modelagem na bacia do Paraguai, constituído por um modelo de escoamento 1D (modelo IPH4; TUCCI, 1978) para o canal principal, um modelo tipo *raster* para a simulação da inundação das planícies e um módulo específico para representar o balanço hídrico vertical nas planícies (precipitação, evapotranspiração e infiltração). As condições de contorno do modelo 1D (contribuições de bacias a montante) foram estabelecidas a partir de dados observados ou de simulações do modelo hidrológico chuva-vazão MGB-IPH. O maior interesse das previsões era o período de cheias.

Os resultados alcançados por Paz para as diversas sub-bacias analisadas foram bons em termos gerais. No caso de Amolar (1995-2006), obteve-se $R=0,88$ e $NS=0,67$. A amplitude de variação dos níveis d’água calculados foi inferior à amplitude dos dados observados, ocorrendo subestimativa dos valores máximos durante as cheias e superestimativa dos valores mínimos durante os períodos de vazões baixas. A diferença nos valores máximos calculados em relação aos observados foi de até 0,7 m nos picos das cheias (subestimativa) e de 1,0 m no período de vazões baixas (PAZ, 2010).

Nesse sentido, pode-se dizer que apesar da menor complexidade do modelo desenvolvido nesta dissertação, os resultados obtidos foram muito bons para o horizonte de tempo considerado (5 dias), atendendo ao “Princípio da Parcimônia” (William of Ockham). O refinamento de alguns aspectos da calibração pode melhorar ainda mais as previsões, conforme será discutido a seguir.

No processo de calibração do modelo-dinâmico estocástico, é necessário definir os

desvios-padrão dos erros dos estados e dos parâmetros. Normalmente esses valores são definidos por um especialista, com base em uma análise criteriosa de sensibilidade. Nesta dissertação não houve tempo hábil para detalhar a estimativa dos desvios, sendo recomendado o seu aprofundamento em trabalhos futuros.

Outro aspecto que poderia melhorar os resultados é o estabelecimento das condições iniciais de simulação, tais como o armazenamento de água nas camadas inferior e superior do solo e nos reservatórios conceituais de propagação. O estabelecimento de condições iniciais mais próximas à realidade do período modelado implica em um melhor ajuste entre as séries de vazão modelada e observada.

A função objetivo (“funkt”) utilizada para calibrar os parâmetros do modelo 3RV2, com base no Método de Descida do Simplex no Espaço Multidimensional, incorpora tanto o viés quanto as variâncias dos resíduos, sendo constituída por um termo linear e um termo quadrático. Uma vez que o objetivo da modelagem descrita nessa dissertação é produzir maiores acertos nos períodos de recessão, quando há maior dificuldade para o tráfego de embarcações, poderia ser acrescido um termo na função objetivo que desse maior ênfase a esse período.

Na calibração dos parâmetros do estimador de estado (α_U e α_P), foram analisadas as regiões ótimas dos gráficos de outras funções objetivo pré-definidas. Isso foi feito através de uma análise visual, onde se buscavam regiões que maximizavam ou minimizavam cada função. Uma abordagem mais criteriosa na inspeção dos gráficos e na definição dos parâmetros do modelo dinâmico-estocástico pode otimizar a calibração. A utilização de outra função com maior representatividade na recessão também pode melhorar os resultados.

Este trabalho foi desenvolvido com a intenção de propor uma ferramenta prática que auxilie a operação hidroviária. Os resultados da implementação de um modelo dinâmico-estocástico robusto para previsão de vazões podem ser utilizados como condição de contorno (hidrogramas) para outro modelo (hidrodinâmico), o qual permitirá analisar, em conjunto com informações batimétricas da hidrovia, as profundidades disponíveis nos trechos críticos à navegação. A implementação desse sistema de previsões em tempo real permitirá melhorar a gestão da hidrovia e otimizar sua operação, em termos de maximizar o carregamento dos comboios e reduzir o custo do transporte.

Logicamente, para concretizar esse cenário são necessários aportes financeiros com o objetivo de: aumentar a rede de postos pluviométricos, instalar mais postos evaporimétricos, instalar telemetria nas estações, treinar operadores e garantir a consistência e continuidade das séries de dados disponibilizados. Esse processo é gradual e requer o estabelecimento de diretrizes por parte dos órgãos de planejamento para que sejam atingidos os objetivos almejados

em um prazo compatível com o desenvolvimento econômico do país e com a consequente necessidade de escoamento de mercadorias a um baixo custo.

REFERÊNCIAS

- ADMINISTRAÇÃO DA HIDROVIA DO PARAGUAI (AHIPAR). **Guia da Hidrovia Paraguai-Paraná**. Disponível em: <http://www.ahipar.gov.br/?s=guia_hidrovia> Acesso em: dezembro, 2013.
- ALLASIA PICCILLI, D. G. **Avaliação da previsibilidade hidroclimática no Alto Paraguai**. 342f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) – Departamento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Rio Grande do Sul, 2007.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Região Hidrográfica do Paraguai**. Disponível em: <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/portais/bacias/paraguai.aspx>> Acesso em: agosto, 2014.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Sistema HidroWeb**. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: agosto, 2014.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Boletim de Monitoramento da Bacia do Alto Paraguai**. Brasília, DF. v. 8, n. 8, p. 1-21, ago. 2014.
- AGÊNCIA NACIONAL DE TRANSPORTES AQUAVIÁRIOS (ANTAQ). **Anuário Estatístico Aquaviário 2012**. Disponível em: <<http://goo.gl/vt4kAy>>. Acesso em: dezembro, 2013.
- ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 357–371, 2005.
- BERGIER, I. MODELAD: Magnitude e Data de Ocorrência do Nível Máximo Anual do Rio Paraguai em Ladário. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**. Corumbá: EMBRAPA-CPAP. v. 79, p. 15, ago. 2008.
- BERGIER, I. Magnitude e Data do Nível Mínimo Anual do Rio Paraguai em Ladário com base no MODELAD. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**. Corumbá: EMBRAPA-CPAP. v. 85, p. 12, jun. 2009.
- BETTINARDI, I. W. **Impactos da Previsão Sazonal de Chuva sobre as Previsões de Vazões no Sistema Interligado Sul/Sudeste**. (Dissertação em Engenharia de Recursos Hídricos) Setor de Tecnologia. Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2011.
- BRÁS, R. L.; RODRÍGUEZ-ITURBE, I. **Randon Functions and Hydrology**. New York: Addison-Wesley, 1990.
- BURNASH, R. J. C.; FERRAL, R. L.; MCGUIRE, R. A. **A generalized streamflow simulation system-conceptual modeling for digital computers**. Sacramento, California: Department of Water Resources, 1973.
- CONFEDERAÇÃO NACIONAL DO TRANSPORTE (CNT). **Boletim Estatístico**. Brasília: CNT, 2013.

COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Previsão Hidrológica e Alerta de Enchentes no Pantanal Mato-Grossense**. Brasília, DF: CPRM, 2013. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/>> Acesso em: dezembro, 2013.

CUNGE, J. A.; HOLLY JR, F. M.; VERWEY, A. **Practical Aspects of Computational River Hydraulics**. Boston (EUA): Pitman Publishing, 1980.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE INFRAESTRUTURA DE TRANSPORTES (DNIT) **Hidroviás**. Disponível em: <<http://www.dnit.gov.br/hidroviás/hidroviás-interiores>>. Acesso em: dezembro, 2013.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE OBRAS E SANEAMENTO (DNOS). **Estudos hidrológicos da bacia do Alto Paraguai**. Rio de Janeiro, RJ: UNESCO / PNUD, 1974.

FRANCO, M. DO S. M.; PINHEIRO, R. Levantamento de Recursos Naturais. **Projeto RADAMBRASIL**: Folha SE.21, vol.27, p. 452. Rio de Janeiro-RJ: MME, 1982.

GALDINO, S. Método Probabilístico de Previsão do Nível Mínimo no Rio Paraguai em Ladário, MS - Pantanal. **Circular Técnica 28**. Corumbá: EMBRAPA-CPAP. abr. 2001.

GALDINO, S. Pantanal registra o mais longo e intenso ciclo de cheia. Corumbá: EMBRAPA-CPAP. **ADM - Artigo de Divulgação na Mídia**, n. 16, p. 3, 2002.

GALDINO, S.; CLARKE, R. T. Levantamento e estatística descritiva dos níveis hidrométricos do Rio Paraguai em Ladário, MS – Pantanal: período 1900-1994. **Documentos, 14**. Corumbá: EMBRAPA-CPAP. 1995.

GALDINO, S.; CLARKE, R. T. Probabilidade de ocorrência de cheia no Rio Paraguai, em Ladário, MS - Pantanal. **Circular Técnica, 23**, Corumbá: EMBRAPA-CPAP. 1997.

GALDINO, S.; RESENDE, E. K. DE. Previsão de cheias e secas da Embrapa auxilia pantaneiros. **ADM - Artigo de Divulgação na Mídia, n. 04**. Corumbá: EMBRAPA-CPAP. v. d, p. 1–5, 2000.

GELB, A.; KASPER, J. F.; NASH, R. A.; PRICE, C. F.; SUTHERLAND, A. A. **Applied optimal estimation**. Massachusetts, EUA: MIT Press, 1974.

GEORGAKAKOS, A. P.; GEORGAKAKOS, K. P.; BALTAS, E. A. A State-Space Model for Hydrologic River Routing. **Water Resources Research**, v. 26, n. 5, p. 827–838, 1990.

GEORGAKAKOS, K. P.; RAJARAM, H.; LI, S. G. On improved operational hydrologic forecasting of streamflows. **IIHR Report No 325**. University of Iowa. Iowa, EUA, 1988.

GEORGAKAKOS, K. P.; SEO, D.-J.; GUPTA, H.; SCHAAKE, J.; BUTTS, M. B. Towards the characterization of streamflow simulation uncertainty through multimodel ensembles. **Journal of Hydrology**, v. 298, n. 1-4, p. 222–241, 2004.

GEORGAKAKOS, K. P.; SMITH, G. F. On improved hydrologic forecasting - results from a WMO real-time forecasting experiment. **Journal of Hydrology**, v. 114, p. 17–45, 1990.

GREWAL, M. S.; ANDREWS, A. P. **Kalman Filtering: Theory and Practice Using MATLAB**. 2. ed. Nova York, EUA: John Wiley and Sons, 2001.

GUETTER, A. K. **Modificação das equações do sistema de modelagem 3R**. Curitiba, PR: Comunicação Pessoal, 2014.

GUETTER, A. K.; GEORGAKAKOS, K. P. **Uncertainty in the prediction of streamflow by real-time prediction models using satellite rainfall estimates**. Boston (EUA): American Meteorological Society, 1997.

GUETTER, A. K.; GEORGAKAKOS, K. P.; TSONIS, A. A. Hydrologic applications of satellite data: 2. Flow simulation and soil water estimates. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D21, p. 26527–26538, 1996.

KNIGHT, D. W. Hydraulics of Flood Channels. In: K. Beven; P. Carling (Eds.). **Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications**. Chichester, Inglaterra: John Wiley and Sons, p.290, 1989.

KNIGHT, D. W.; SHIONO, K. River channel and floodplain hydraulics. In: M. G. Anderson; D. E. Walling; P. D. Bates (Eds.); **Floodplain Processes**. Chichester, Inglaterra: John Wiley and Sons, p.658, 1996.

KRAUSKOPF NETO, R. **Atualização de Modelos Chuva-Vazão-Propagação com Estimadores de Estado**. 265f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambientais) – Setor de Tecnologia. Universidade Federal do Paraná. Curitiba. 2005.

KRAUSKOPF NETO, R.; GUETTER, A. K.; MINE, M. R. M. Modelo Hidrológico com Atualização de Estado Parte I: Modelagem Hidrológica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12 n. 3. jul./set. p. 93-103, 2007a.

KRAUSKOPF NETO, R.; GUETTER, A. K.; MINE, M. R. M. Modelo Hidrológico com Atualização de Estado Parte II: Estimador de Estado Dinâmico-Estocástico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12 n. 3. jul./set. p. 105–115, 2007b.

MANNING, J. C. **Applied Principles of Hydrology**. 3. ed. Nova Jersey, EUA: Prentice Hall, 1997.

MARINHA DO BRASIL. **Avisos aos Navegantes** nº 1/2014, Hidrovia Paraguai-Paraná. 2014. Disponível em: < <http://goo.gl/Xferrh> > Acesso em: março, 2014.

MINISTÉRIO DO INTERIOR. Superintendencia de Desenvolvimento da Região Centro Oeste. **Estudo de Desenvolvimento Integrado da Bacia do Alto Paraguai (EDIBAP)**: relatório de pré-diagnóstico. Brasília, DF, 1979.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). **Caderno da Região Hidrográfica do Paraguai**. Brasília, DF: IBAMA- Instituto do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis. Brasília, DF, 2006.

- MINISTÉRIO DOS TRANSPORTES. **Informações detalhadas sobre o Rio Paraguai**, 2007. Disponível em: < www.transportes.gov.br/bit/hidro/detrioparaguai.htm > Acesso em: março, 2014.
- MINISTÉRIO DOS TRANSPORTES. PORTOBRÁS: **Plano Nacional de Vias Navegáveis Interiores**. Brasília-DF, 1989.
- MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; LIEW, M. W. VAN; et al. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007.
- NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River Flow Forecasting Through Conceptual Models, Part I — A Discussion of Principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282–290, 1970.
- NOVO, E. M. L. DE M.; SANTOS, A. R. DOS; ROSSETTI, D. DE F.; et al. **Geomorfologia: Conceitos e Tecnologias Atuais**. São Paulo, SP: Oficina de Textos, 2008. p.219–246.
- PAZ, A. R. da. **Simulação Hidrológica de Rios com Grandes Planícies de Inundação**. 235f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Departamento de Recursos Hídricos. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 2010.
- PAZ, A. R.; BRAVO, J. M.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Large-Scale Hydrodynamic Modeling of a Complex River Network and Floodplains. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 15, n. 2, p. 152–165, fev. 2010.
- PECK, E. L. **NOAA Technical Memorandum NWS HYDR0-31: Catchment Modeling with the United States National Weather Service River Forecast System**. p.8, 1976.
- PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v. 193, n. 1032, p. 120–145, 1948.
- PFAFSTETTER, O. Simulação da propagação de cheias no Pantanal. **Seminário sobre modelação de enchentes no Pantanal Matogrossense**. Cuiabá-MT, p. 34–38, 1993.
- PRESS, W. H.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T.; FLANNERY, B. P. **Numerical Recipes: the art of scientific computing**. 3. ed. Cambridge, MA, USA: Cambridge University Press, 2007.
- RAJARAM, H.; GEORGAKAKOS, K. P. Recursive Parameter Estimation of Conceptual Watershed Response Models. **IIHR Report No 319**. University of Iowa. Iowa, EUA, 1987.
- RIBEIRO, C. L. O Mágico Pantanal Mato-Grossense. Disponível em: <<http://www.caestamosnos.org/Pantanal/2.html>>. Acesso em: dezembro, 2013.
- SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R.; MARIN, F. R.; et al. **Balancos Hídricos Climatológicos do Brasil**. Piracicaba-SP: ESALQ, 1999.

STEWART, M. D.; BATES, P. D.; ANDERSON, M. G.; et al. Modelling floods in hydrologically complex lowland river reaches. **Journal of Hydrology**, v. 223, n. 1-2, p. 85–106, 1999.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. The water balance. **Publications in Climatology**. Centerton, NJ: Drexel Institute of Technology - Laboratory of Climatology, v. 8, n. 1, p. 104, 1955.

TUCCI, C. E. M. **Hydraulic and water quality model for a river network**. Colorado: Colorado State University, EUA, 1978.

TUCCI, C. E. M.; VILLANUEVA, A.; COLLISCHONN, W.; et al. **Projeto de Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacia Hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Paraguai**. Porto Alegre-RS: ANA/GEF/PNUMA/OEA, p.554, 2005.

VALE E A UTILIZAÇÃO DAS HIDROVIAS: VALE. Apresentação para Câmara dos Deputados. Novembro, 2009.

VILLANUEVA, A. N. **Simulação de áreas de inundação dinâmicas: canais compostos e wetlands**. Porto Alegre, RS: UFRGS/IPH, 1998.

APÊNDICES

A – Estações fluviométricas do Rio Paraguai cadastradas no site da ANA

#	Código	Nome da Estação	Sub-bacia	Rio	Estado	Município	Operadora	Latitude	Longitude	Altitude	Área de Drenagem (km ²)	Consist. 1		Consist. 2		Consist. 1		Consist. 2		Distância entre Estações (Em relação à próxima Estação) (metros)	Dados de Curva de Descarga (Período)	Dados de Curva de Descarga (Duração)
												Cotas (período)	Cotas (duração)	Cotas (período)	Cotas (duração)	Vazões (período)	Vazões (duração)	Vazões (período)	Vazões (duração)			
1	66005100	PCH ALTO PARAGUAI JUSANTE	66	Paraguai	MT	Alto Paraguai	PRIMAVE RA	-14:28:41	-56:23:30		344									938,37	1990-1991	1
2	66003000	JUSANTE DA UHE	66	Paraguai	MT	Alto Paraguai	SEMA-MT	-14:28:31	-56:24:3		344									16.465,04		
3	66004000	PONTE EM ALTO PARAGUAI	66	Paraguai	MT	Alto Paraguai	SEMA-MT	-14:30:21	-56:29:10		656									1.608,94		
4	66005000	ALTO PARAGUAI	66	Paraguai	MT	Alto Paraguai	ANA	-14:29:55	-56:29:39	233	658	1969-1985	17	1967-1979	13			1967-1979	13	80.557,28	1967-1979	13
5	66007000	SÍTIO JAPUIRA	66	Paraguai	MT	Alto Paraguai	HYDROCONSULT	-14:48:51	-56:50:17											71.541,18		
6	66010000	BARRA DO BUGRES	66	Paraguai	MT	Barra do Bugres	CPRM	-15:4:34	-57:10:55	140	9250	1966-2013	48	1966-2012	47			1966-2012	47	412,53	1966-1990, 1992-2013	47
7	66011000	JUS. BARRA DO BUGRES	66	Paraguai	MT	Barra do Bugres	SEMA-MT	-15:4:27	-57:11:7		9250									39.976,13		
8	66015000	PORTO ESTRELA	66	Paraguai	MT	Barra do Bugres	ANA	-15:19:33	-57:13:32	147	12100	1971-2009	39	1972-2007	36	2004-2006	3	1972-2007	36	166.453,36	1972-1990, 1992-2009	37
9	66069000	MONTANTE DE CÁCERES	66	Paraguai	MT	Cáceres	SEMA-MT	-16:2:49	-57:43:26		32300									2.422,43		
10	66070002	CÁCERES	66	Paraguai	MT	Cáceres	ANA	-16:4:0	-57:41:0	109	32400	1938-1947, 1977-1989	23	1938-1947	10					1.356,60		
11	66070004	CÁCERES (DNPVN)	66	Paraguai	MT	Cáceres	CPRM	-16:4:33	-57:42:8	262	32400	1966-2013	48	1966-2013	48	2006-2007	2	1966-2005	40	1.646,31	1966-1978, 1995-2013	32
12	66069500	BRAÇO NA CIDADE DE CÁCERES	66	Paraguai	MT	Cáceres	SEMA-MT	-16:5:2	-57:44:8		60									9.687,08		
13	66070010	JUSANTE DE CÁCERES	66	Paraguai	MT	Cáceres	SEMA-MT	-16:8:36	-57:44:44		32600									49.278,35		

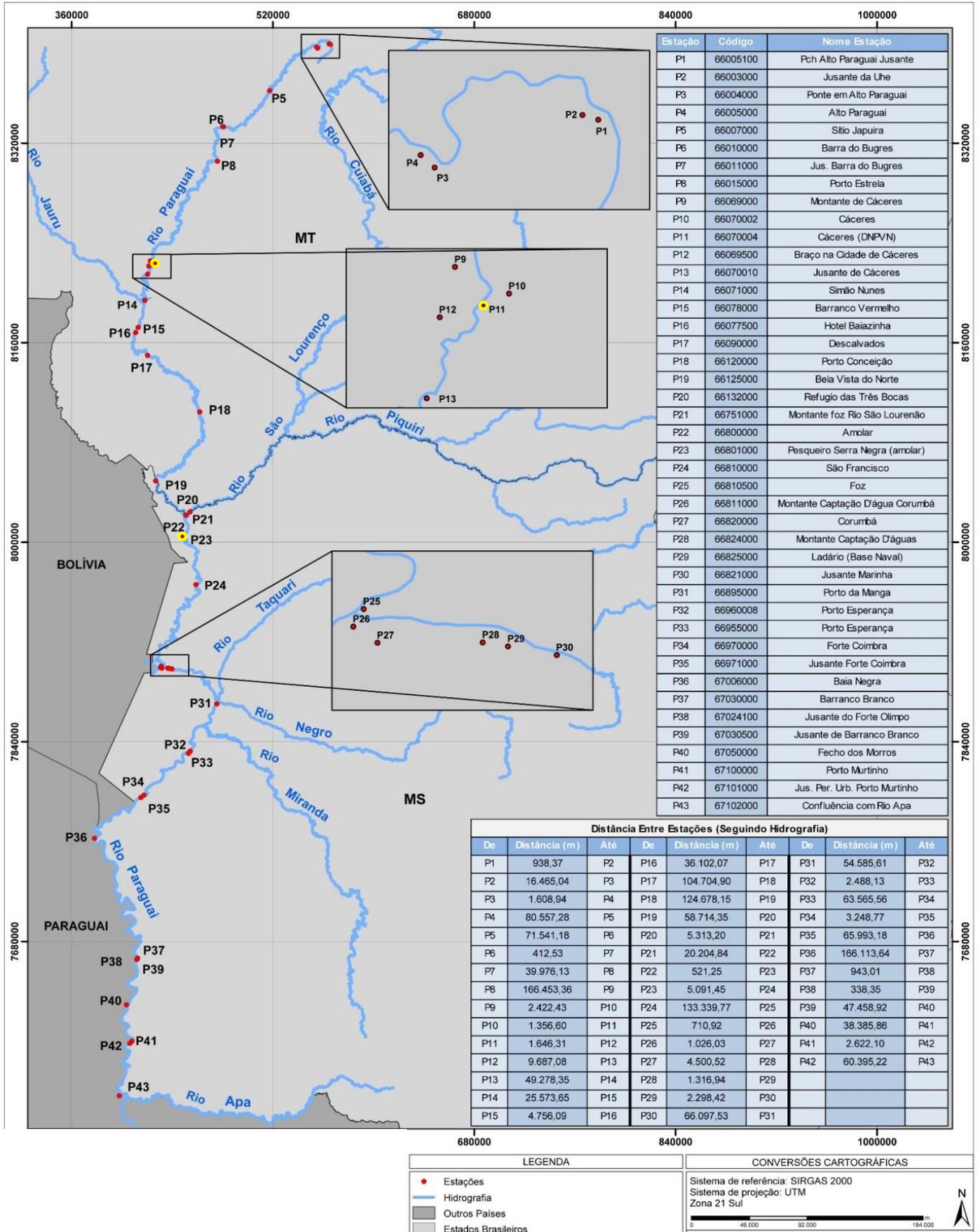
#	Código	Nome da Estação	Sub-bacia	Rio	Estado	Município	Operadora	Latitude	Longitude	Altitude	Área de Drenagem (km ²)	Consist. 1		Consist. 2		Consist. 1		Consist. 2		Distância entre Estações (Em relação à próxima Estação) (metros)	Dados de Curva de Descarga (Período)	Dados de Curva de Descarga (Duração)
												Cotas (período)	Cotas (duração)	Cotas (período)	Cotas (duração)	Vazões (período)	Vazões (duração)	Vazões (período)	Vazões (duração)			
14	66071000	SIMÃO NUNES	66	Paraguai	MT	Cáceres	ANA	-16:20:0	-57:46:0	125	34900	1975-1987, 1992-1993	15	1975-1987, 1992-1993	15					25.573,65		
15	66078000	BARRANCO VERMELHO	66	Paraguai	MT	Cáceres	ANA	-16:31:45	-57:49:2	157	46600	1976-1998	23	1976-1998	23					4.756,09		
16	66077500	HOTEL BAIAZINHA	66	Paraguai	MT	Cáceres	CPRM	-16:34:0	-57:50:12	112	47500	2011-2012	2							36.102,07		
17	66090000	DESCALVADOS	66	Paraguai	MT	Cáceres	CPRM	-16:43:58	-57:44:56	99	47100	1968-2006, 2011-2013	42	1968-2006	39			1968-2007	40	104.704,90	1971-1978, 1997-2013	25
18	66120000	PORTO CONCEIÇÃO	66	Paraguai	MT	Cáceres	CPRM	-17:8:36	-57:21:34	107	64000	1968-1987, 1994-2013	40	1968-1987, 1994-2003	30	2005	1	1968-1987, 1994-2004	31	124.678,15	1969-1978, 1995-2013	29
19	66125000	BELA VISTA DO NORTE	66	Paraguai	MT	Cáceres	CPRM	-17:38:29	-57:41:26	87	68900	1968-2013	46	1968-2002	35					58.714,35	1969-1981	13
20	66132000	REFUGIO DAS TRÊS BOCAS	66	Paraguai	MS	Corumbá	ANA	-17:52:0	-57:26:0	85	106000	1971-1985	15	1971-1985	15					5.313,20		
21	66751000	MONTANTE FOZ RIO SÃO LOURENÇO	66	Paraguai	MS	Corumbá	IMASUL	-17:53:26	-57:27:58	150	127000									20.204,84		
22	66800000	AMOLAR	66	Paraguai	MS	Corumbá	CPRM	-18:2:19	-57:29:19	85	234000	1968-1988, 1990-1991, 1996-2013	41	1968-1988, 1990-1991, 1996-2003	31	2004-2006	3	1968-1987, 1991, 1994-2003	31	521,25	1969-1978, 1995-2013	29
23	66801000	PESQUEIRO SERRA NEGRA (AMOLAR)	66	Paraguai	MS	Corumbá	IMASUL	-18:2:37	-57:29:21	87	234000									5.091,45		
24	66810000	SÃO FRANCISCO	66	Paraguai	MS	Corumbá	CPRM	-18:23:38	-57:23:28	83	243000	1968-2013	46	1968-2007	40			1968-2004	37	133.339,77	1969-2013	45
25	66810500	FOZ	66	Paraguai	MS	Corumbá	IMASUL	-18:59:10	-57:39:21	119	242000									710,92		
26	66811000	MONTANTE CAPTAÇÃO D'ÁGUA CORUMBÁ	66	Paraguai	MS	Corumbá	IMASUL	-18:59:36	-57:39:37	119	244000									1.026,03		
27	66820000	CORUMBÁ	66	Paraguai	MS	Corumbá	ANA	-19:0:0	-57:39:0	124	253000	1919-1947	29	1919-1947	29					4.500,52		
28	66824000	MONTANTE CAPTAÇÃO D'ÁGUAS	66	Paraguai	MS	Corumbá	IMASUL	-19:0:0	-57:36:18	119	253000									1.316,94		
29	66825000	LADÁRIO (BASE NAVAL)	66	Paraguai	MS	Corumbá	CPRM	-19:0:6	-57:35:39	82,15	253000	1900-2013	114	1900-2003	104			1966-1973	8	2.298,42	1966-1981	16

#	Código	Nome da Estação	Sub-bacia	Rio	Estado	Município	Operadora	Latitude	Longitude	Altitude	Área de Drenagem (km ²)	Consist. 1		Consist. 2		Consist. 1		Consist. 2		Distância entre Estações (Em relação à próxima Estação) (metros)	Dados de Curva de Descarga (Período)	Dados de Curva de Descarga (Duração)
												Cotas (período)	Cotas (duração)	Cotas (período)	Cotas (duração)	Vazões (período)	Vazões (duração)	Vazões (período)	Vazões (duração)			
30	66821000	JUSANTE MARINHA	66	Paraguai	MS	Corumbá	IMASUL	-19:0:19	-57:34:24	119	253000									66.097,53		
31	66895000	PORTO DA MANGA	66	Paraguai	MS	Corumbá	CPRM	-19:15:30	-57:14:7	79	327000	1970-1986, 1992-2013	39	1970-1986, 1992-2007	33			1970-2007	38	54.585,61	1971-1981, 1999-2013	26
32	66960008	PORTO ESPERANÇA	66	Paraguai	MS	Corumbá	CPRM	-19:36:2	-57:26:14	79,66	371000	1964-2013	50	1964-1981	18			1964-1981	18	2.488,13	1964-1981	18
33	66955000	PORTO ESPERANÇA	66	Paraguai	MS	Corumbá	DNIT	-19:37:0	-57:27:0	80	371000	1977-1989, 1995	14							63.565,56		
34	66970000	FORTE COIMBRA	66	Paraguai	MS	Corumbá	CPRM	-19:55:7	-57:47:22	79	372000	1961-2013	53	1961-2003	43					3.248,77	1969-1981	13
35	66971000	JUSANTE FORTE COIMBRA	66	Paraguai	MS	Corumbá	IMASUL	-19:56:6	-57:48:44	85	372000									65.993,18		
36	67006000	BAIA NEGRA	67	Paraguai	MS	Corumbá	ANA	-20:13:46	-58:10:0		516000	1977-1987, 1994-2008	26	1996-2002	7			1977-1988, 1994-1996	15	166.113,64	1995-1996	2
37	67030000	BARRANCO BRANCO	67	Paraguai	MS	Porto Murtinho	CPRM	-21:5:55	-57:50:39	72	546000	1966-1990, 1993-2013	36	1966-1990, 1993-2007	30			1966-2007	12	943,01	1971-1978	8
38	67024100	JUSANTE DO FORTE OLIMPO	67	Paraguai	MS	Porto Murtinho	IMASUL	-21:6:21	-57:50:55											338,35		
39	67030500	JUSANTE DE BARRANCO BRANCO	67	Paraguai	MS	Porto Murtinho	IMASUL	-21:6:29	-57:51:2	84	546000	2005	1							47.458,92		
40	67050000	FECHO DOS MORROS	67	Paraguai	MS	Porto Murtinho	ANA	-21:26:10	-57:55:50	72	565000	1966-1994	29					1966-1984	19	38.385,86	1966-1978	13
41	67100000	PORTO MURTINHO	67	Paraguai	MS	Porto Murtinho	CPRM	-21:42:1	-57:53:28	70,75	576000	1939-2013	75	1939-2007	69	2008-2013	6	1939-2007	69	2.622,10	1971-1978, 1996-2013	26
42	67101000	JUS. PER. URB. PORTO MURTINHO	67	Paraguai	MS	Porto Murtinho	IMASUL	-21:42:59	-57:54:26	83	576000									60.395,22		
43	67102000	CONFLUÊNCIA COM RIO APA	67	Paraguai	MS	Porto Murtinho	IMASUL	-22:5:42	-57:59:25	80	580000											

*Obs: em vermelho estão marcadas as estações telemétricas

**Obs: em cinza estão marcadas as estações selecionadas para modelagem devido à disponibilidade de dados.

B – Estações fluviométricas no Rio Paraguai em território brasileiro



C – Código do programa “Kalman_3R.f” do modelo dinâmico-estocástico

Kalman_3R.f

1/9

27/05/2015 18:42:57

```

1: C *****
2: C Kalman_3R.f
3: C
4: C THIS CODE SIMULATES THE PROPAGATION AND UPDATING EQUATIONS FOR A
5: C NONLINEAR CONCEPTUAL TWO-LAYER SOIL-WATER MODEL WITH A TWO-STATE
6: C LINEAR CHANNEL ROUTING MODEL.
7: C MODEL INPUT: PRECIPITATION AND POTENTIAL ET.
8: C MODEL OUTPUT: RUNOFF, SOIL WATER CONTENTS, ACTUAL ET,
9: C GROUNDWATER LOSS TO DEEPER AQUIFERS THAT DOES NOT APPEAR AS RUNOFF
10: C IN THE CHANNELS IS ALSO COMPUTED.
11: C
12: C THE STATE ESTIMATOR IS BASED ON THE LINEARIZATION OF THE MODEL
13: C DIFFERENTIAL EQUATIONS ABOUT THE STATE ELEMENTS, THE INPUT VECTOR
14: C ELEMENTS AND THE PARAMETER VECTOR ELEMENTS.
15: C
16: C THE COMPUTATIONS ASSUME A DATA TIME INTERVAL OF 1 PENTAD AND AN
17: C AREA-NORMALIZED VOLUME IN MM
18: C
19: C THE PARAMETERS OF THE PHYSICAL MODEL ARE:
20: C
21: C P(1): TOTAL UPPER SOIL WATER CAPACITY (MM)
22: C P(2): TOTAL LOWER SOIL WATER CAPACITY (MM)
23: C P(3): EXPONENT IN RUNOFF FUNCTION (DIMENSIONLESS)
24: C P(4): INTERFLOW RECESSION COEFFICIENT (1/DAYS)
25: C P(5): COEFFICIENT IN PERCOLATION FUNCTION (DIMENSIONLESS)
26: C P(6): BASEFLOW RECESSION RATE COEFFICIENT (1/DAYS)
27: C P(7): EXPONENT IN THE FUNCTION FOR LOWER SOIL TRANSPIRATION(DMLESS)
28: C P(8): DEEP AQUIFER RECHARGE (1/1+MIOU)*BASEFLOW (DMLESS)
29: C P(9): CHANNEL ROUTING COEFFICIENT (1/DAYS)
30: C
31: C THE PARAMETERS OF THE STATE ESTIMATOR ARE:
32: C
33: C MODEL FOR OBSERVATION ERROR VARIANCE: STDQ0**2+(CVQ*Z)**2
34: C P(18): CONSTANT OF OBSERVATION ERROR VARIANCE (STDQ0)
35: C P(19): COEFFICIENT OF VARIATION OF DISCHARGE IN ERROR VARIANCE(CVQ)
36: C
37: C
38: C MODEL FOR MODEL ERROR VARIANCE: (AU*M*QU*M(T)+AP*N*QP*N(T))
39: C (T) - SIGNIFIES TRANSPOSE OF MATRICES M AND N
40: C P(20): AU
41: C P(21): AP
42: C P(22): CVPREC
43: C P(23): CVUE
44: C P(24) - P(32): STANDARD DEVIATION OF P(I) PARAMETER (I=1,9)
45: C P(51): constant sdev associated with PREC
46: C P(52): constant sdev associated with PET
47: C
48: C THIS CODE ACCEPTS INPUT FROM THE DATA FILE: P_E_Q.TXT
49: C AND FROM PARAMETRIC FILES: PARM.TXT and PARMU.TXT
50: C PARM.TXT CONTAINS THE PARAMETERS AND INITIAL CONDITIONS FOR THE
51: C PHYSICAL MODEL.
52: C PARMU.TXT CONTAINS THE PARAMETERS AND INITIAL CONDITIONS FOR THE
53: C STATE ESTIMATOR.
54: C
55: C THE CODE GENERATES FOUR OUTPUT FILES:
56: C OUT_XXX.TXT: DATA OUTPUT FOR FLUXES AND SOIL WATER
57: C OUTP_PREDSDEV_XXX.TXT: DATA OUTPUT FOR PREDICTED STDEV OF FORECAST
58: C DISCHARGE AND MODEL STATES
59: C OUT_foreSDEV_XXX.TXT: DATA OUTPUT BY TIMESTEP FOR UPDATED STDEV
60: C OF FORECAST DISCHARGE AND MODEL STATES
61: C STAT2L.TXT: STATISTICS OF THE RUN
62: C MO2L.TXT: MONTHLY CYCLES OF SELECTED FLUXES AND SOIL WATER
63: C
64: C THE CODE USES A RUNGE-KUTTA ALGORITHM TO INTEGRATE THE NONLINEAR
65: C DIFFERENTIAL EQUATIONS OF THE STOCHASTIC DYNAMIC MODEL.
66: C COMPUTATIONS ALLOW A MAXIMUM OF 2 MM OF RAINFALL TO BE PROCESSED
67: C DURING EACH COMPUTATION STEP.
68: C
69: C ALEXANDRE K. GUETTER, UFPR=> PARA DISSERT PHILIPPE RATTON
70: C 11/05/2015
71: C *****
72: C

```

```

73:      COMMON/PARAM/P (100)
74:      COMMON/INPUT/  PREC,UE
75:      COMMON/OBSE/RES,RESN
76:      COMMON/RUNOF/UCSUB,UCSUR,GWPRC,UCTOTL
77:      COMMON/AEVAP/AEV
78: C
79:      DIMENSION QOBS (50000),QPRD (50000),SS (12,7)
80:      DIMENSION X (14),XX (14),XU (14),INCNT (12),RS (50000),resq (50000)
81: C
82:      CHARACTER*80 ADUM
83:      EXTERNAL DERIVS
84: C
85: C      input files-----
86: C
87:      open (10,file='parm_caceres.txt',status='old')
88:      open (12,file='p_e_q_caceres.txt',status='old')
89:      open (14,file='parmu_caceres.txt',status='old')
90: C
91: C      output files-----
92: C
93:      open (24,file='out_caceres.txt')
94:      open (25,file='out_stat_caceres.txt')
95:      open (27,file='out_predsdev_caceres.txt')
96:      open (28,file='out_foresdev.txt')
97:      open (30,file='out_flux_caceres.txt')
98:      open (31,file='out_storage_caceres.txt')
99: C
100: C      headers-----
101: C
102:      WRITE (24,'(2a5,6a10)') 'Pentad','ano','Qobs','Qprd','SWsup',
103: &      'SWinf','X3','X4'
104:      WRITE (27,'(2a5,5a10)') 'Pentad','ano','sdevQ','sdevX1','sdevX2',
105: &      'sdevX3','sdevx4'
106:      write (30,'(2a5,6a10)') 'Pentad','ano','Qobs','Qprd'
107:      write (31,'(2a5,6a10)') 'Pentad','ano','SWsup','SWinf','X3','X4'
108: C
109: C      INITIALIZE STATE VECTOR-----
110: C      NVAR=14
111: C
112:      do I=1,14
113:          XU (I)=0.0
114:          XX (I)=0.0
115:          X (I)=0.0
116:      enddo
117: C
118: C      READ MODEL PARAMETERS FROM FILE PARM.TXT-----
119: C
120:      READ (10,'(a)') ADUM
121:      READ (10,*) (P (I),I=1,5)
122:      READ (10,*) (P (I),I=6,10)
123:      READ (10,*) (P (I),I=11,11)
124: C
125:      write (*,*) 'Parametros do modelo'
126:      write (*,'(a10,f10.4)') 'x1c= ',p (1)
127:      write (*,'(a10,f10.4)') 'x2c= ',p (2)
128:      write (*,'(a10,f10.4)') 'xm1= ',p (3)
129:      write (*,'(a10,f10.4)') 'c1= ', p (4)
130:      write (*,'(a10,f10.4)') 'c2= ', p (5)
131:      write (*,'(a10,f10.4)') 'c3= ', p (6)
132:      write (*,'(a10,f10.4)') 'xmu= ',p (7)
133:      write (*,'(a10,f10.4)') 'alpha=',p (8)
134:      write (*,'(a10,f10.4)') 'xm2= ',p (9)
135:      write (*,'(a10,f10.4)') 'xm3= ', p (10)
136:      write (*,'(a10,f10.4)') 'xm4= ', p (11)
137: C
138: C      READ INITIAL VALUES OF SOIL WATER (UPPER AND LOWER) AND FOR THE
139: C      TWO CHANNEL STATES FROM FILE PARM.TXT -----
140: C      read (10,'(a)') adum
141: C      READ (10,*) R01,R02,X03,X04
142: C
143: C      write (*,*) 'Condicoes Iniciais'
144: C      write (*,'(a10,f10.4)') 'R01=',R01

```

```

145:      write(*,'(a10,f10.4)') 'R02=',R02
146:      write(*,'(a10,f10.4)') 'X03=',X03
147:      write(*,'(a10,f10.4)') 'X04=',X04
148: C
149:      X(1)=R01*P(1)
150:      X(2)=R02*P(2)
151:      X(3)=X03
152:      X(4)=X04
153: C
154:      read(10,'(a)') adum
155:      READ(10,*) NINIT,NFINL
156:      write(*,'(a10,i5)') 'NINIT=',NINIT
157:      write(*,'(a10,i5)') 'NFINL=',NFINL
158: C
159: C      PAUSE
160: C
161: C      READ MODEL PARAMETERS FROM FILE PARMU.TXT-----
162: C
163:      READ(14,'(a)') ADUM
164:      READ(14,'(6f10.3)') (P(I),I=18,23)
165:      READ(14,'(6f10.3)') (P(I),I=24,29)
166:      READ(14,'(6f10.3)') (P(I),I=30,32),P(51),P(52)
167: C      READ SQRT OF DIAGONAL ELEMENTS OF INITIAL COVARIANCE MATRIX-----
168:      READ(14,'(6f10.3)') XSTD1,XSTD2,XSTD3,XSTD4
169: C
170:      write(*,'(/)')
171:      write(*,*) 'Leitura do arquivo PARMU'
172:      write(*,'(a10,f10.4)') 'XSTD1=',XSTD1
173:      write(*,'(a10,f10.4)') 'XSTD2=',XSTD2
174:      write(*,'(a10,f10.4)') 'XSTD3=',XSTD3
175:      write(*,'(a10,f10.4)') 'XSTD4=',XSTD4
176: C
177: C      PAUSE
178: C
179:      X(5)=XSTD1*XSTD1
180:      X(9)=XSTD2*XSTD2
181:      X(12)=XSTD3*XSTD3
182:      X(14)=XSTD4*XSTD4
183: C
184: C      READ TIME SERIES DATA-----
185: C
186:      READ(12,'(a)') ADUM
187: C      Skip the initial lines of NINIT of the p_e_q file-----
188: C
189:      IF(NINIT.LE.1) GO TO 5
190:          NINT1=NINIT-1
191:          DO 3 I=1,NINT1
192: 3          READ(12,'(a)') ADUM
193: 5          CONTINUE
194: C
195:          DO 6 I=1,12
196: 6          DO 6 J=1,7
197:             SS(I,J)=0.0
198: 6          CONTINUE
199: C
200:          RESN=0.0
201:          RSN1=0.0
202: C
203:          DO 7 IMO=1,12
204: 7          INCNT(IMO)=0
205: C
206:          icount=0
207: C      BEGIN LOOP OF DATA POINTS-----
208:          DO 100 I=NINIT,NFINL
209:              icount=icount+1
210: C      WRITE UPDATED STATE VARIANCES (SKIP FIRST TIME STEP)-----
211:          IF (I.EQ.NINIT) GO TO 68
212:              SUP1=SQRT(XU(5))
213:              SUP2=SQRT(XU(9))
214:              SUP3=SQRT(XU(12))
215:              SUP4=SQRT(XU(14))
216: C          WRITE(*,'(a20,4f9.4)') 'Updated State Var',SUP1,SUP2,SUP3,SUP4

```

```

217: 68      CONTINUE
218: C
219:      READ(12,*)iyr,ipe,prec,petdum,ue,outf
220: C      write(*,'(2i5,4f7.1)')iyr,ipe,prec,petdum,ue,outf
221: C      pause
222:      if(i.eq.ninit)write(*,'(3i5)')iyr,ipe
223:      if(i.eq.nfinl) then
224:          write(*,'(3i5)')iyr,ipe
225: C      pause
226:      endif
227: C UPDATE STATE MEAN AND COVARIANCE (SKIP UPDATING FOR THE FIRST STEP)
228:      RSN=RESN
229:      IF(I.EQ.NINIT)UCTOTL=OUTF
230:      IF(I.EQ.NINIT)OUTF1=OUTF
231:      IF(I.EQ.NINIT)GO TO 551
232: c      print *, 'Entering updating routine ...'
233:      CALL UPDT(NVAR,OUTF1,X,XU)
234:      OUTF1=OUTF
235:      RSN1=RESN
236:      GO TO 553
237: 551      CONTINUE
238:      DO 552 K=1,14
239: 552      XU(K)=X(K)
240: 553      CONTINUE
241: C
242:      UE=PE
243: C CALL THE INTEGRATING ROUTINE-----
244:      T1=0.
245:      T2=1.
246:      NSTEP=IFIX(PREC/2.)+1
247:      IF(NSTEP.LT.3) NSTEP=3
248: c      print *, 'Entering prediction routine ...',NSTEP
249:      CALL RKDUMB(XU,XX,NVAR,T1,T2,NSTEP,DERIVS)
250:      DO 55 JJ=1,NVAR
251: 55      X(JJ)=XX(JJ)
252: C WRITE DATA IN OUTPUT FILE-----
253:      WRITE(24,'(2i5,6f10.2)')icount,iyr,OUTF,UCTOTL,(X(JJ),JJ=1,4)
254:      write(30,'(2i5,2f10.2)')icount,iyr,outf,uctotl
255:      write(31,'(2i5,4f10.2)')icount,iyr,(x(jj),jj=1,4)
256: 994      FORMAT(3I3,10F7.2)
257: C WRITE COVARIANCE OUTPUT FILE-----
258:      QVAR=1.E-6
259:      IF(X(14).GT.1.E-5)QVAR=P(9)*P(9)*X(14)
260:      STDQP=SQRT(QVAR)
261:      STD1=1.E-6
262:      STD2=1.E-6
263:      STD3=1.E-6
264:      STD4=1.E-6
265:      IF(X(5).GT.1.E-6)STD1=SQRT(X(5))
266:      IF(X(9).GT.1.E-6)STD2=SQRT(X(9))
267:      IF(X(12).GT.1.E-6)STD3=SQRT(X(12))
268:      IF(X(14).GT.1.E-6)STD4=SQRT(X(14))
269: C
270:      WRITE(27,'(2i5,5f10.5)') IYR,IMO,STDQP,STD1,STD2,STD3,STD4
271: C
272: C COMPUTE THE MONTHLY CYCLE FOR PREC,UE,AEV,OUTF,UCTOTL,X-----
273: C
274:      INCNT(IMO)=INCNT(IMO)+1
275:      QOBS(I-NINIT+1)=OUTF
276:      QPRD(I-NINIT+1)=UCTOTL
277:      RS(I-NINIT+1)=RESN
278: 100      CONTINUE
279: C STATISTICAL PERFORMANCE INDICES-----
280:      SUM1=0.0
281:      SUM2=0.0
282:      SUM11=0.0
283:      SUM22=0.0
284:      SUM12=0.0
285:      SUMRM=0.0
286:      SUMRS=0.0
287:      SNUM=0.0
288:      SNUMS=0.0

```

```

289:      CCN=0.0
290:      xmse=0.0
291:      NTOT=NFINL-NINIT+1
292:      RS (NTOT+1)=RS (NTOT)
293:      DO 200 I=1,NTOT
294:      RES=QPRD (I)-QOBS (I)
295:      xmse=xmse+res**2.
296:      RSN=RS (I)
297:      RSN1=RS (I+1)
298:      SUM1=SUM1+QOBS (I)
299:      SUM2=SUM2+QPRD (I)
300:      SUM11=SUM11+QOBS (I)*QOBS (I)
301:      SUM22=SUM22+QPRD (I)*QPRD (I)
302:      SUM12=SUM12+QPRD (I)*QOBS (I)
303:      SUMRM=SUMRM+RES
304:      SUMRS=SUMRS+RES*RES
305:      SNUM=SNUM+RSN
306:      SNUMS=SNUMS+RSN*RSN
307:      CCN=CCN+RSN*RSN1
308:      resq(i)=res*res
309: 200  CONTINUE
310:      SUM1=SUM1/FLOAT (NTOT)
311:      SUM2=SUM2/FLOAT (NTOT)
312:      SUM11=SQRT (SUM11/FLOAT (NTOT)-SUM1*SUM1)
313:      SUM22=SQRT (SUM22/FLOAT (NTOT)-SUM2*SUM2)
314:      SUM12=SUM12/FLOAT (NTOT)-SUM1*SUM2
315:      SUM12=SUM12/SUM11/SUM22
316:      SUMRM=SUMRM/FLOAT (NTOT)
317:      SUMRS=SQRT (SUMRS/FLOAT (NTOT)-SUMRM*SUMRM)
318:      SNUM=SNUM/FLOAT (NTOT)
319:      SNUMS=SQRT (SNUMS/FLOAT (NTOT)-SNUM*SNUM)
320:      CCN=(CCN/FLOAT (NTOT)-SNUM*SNUM)/SNUMS/SNUMS
321:      funk=0.5*(sumrm/sum1)+0.5*(sumrs/sum22)
322:      rmse=sqrt (xmse/float (ntot))
323: C    WRITE STATISTICS OF RUN-----
324:      WRITE (25, '(a8, f8.4)') 'AVOBS=', SUM1
325:      WRITE (25, '(a8, f8.4)') 'AVPRD=', SUM2
326:      WRITE (25, '(a8, f8.4)') 'STDOBS=', SUM11
327:      WRITE (25, '(a8, f8.4)') 'STDPRD=', SUM22
328:      WRITE (25, '(a8, f8.4)') 'CCORR=', SUM12
329:      WRITE (25, '(a8, f8.4)') 'AVRES=', SUMRM
330:      WRITE (25, '(a8, f8.4)') 'STRES=', SUMRS
331:      WRITE (25, '(a8, f8.4)') 'FUNK=', FUNK
332:      WRITE (25, '(a8, f8.4)') 'RMSE=', RMSE
333: C
334:      STOP
335:      END
336: C    CCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCC
337:      SUBROUTINE RKDUMB (VSTART, V, NVAR, X1, X2, NSTEP, DERIVS)
338:      PARAMETER (NMAX=14)
339:      COMMON/PARAM/P (100)
340:      COMMON/INPUT/ PREC, UE
341:      COMMON/RUNOF/UCSUB, UCSUR, GWPRC, UCTOTL
342:      COMMON/AEVAP/AEV
343:      DIMENSION VSTART (NMAX), V (NMAX), DV (NMAX)
344:      EXTERNAL DERIVS
345:      DO 11 I=1, NVAR
346:      V (I)=VSTART (I)
347: 11  CONTINUE
348:      X=X1
349:      H=(X2-X1)/NSTEP
350:      DO 13 K=1, NSTEP
351:      CALL DERIVS (X, V, DV)
352:      CALL RK4 (V, DV, NVAR, X, H, V, DERIVS)
353:      IF (X+H.EQ.X) PRINT *, 'STEPSIZE NOT SIGNIFICANT IN RKDUMB'
354:      X=X+H
355: 13  CONTINUE
356:      RETURN
357:      END
358: C    CCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCC
359:      SUBROUTINE RK4 (Y, DYDX, N, X, H, YOUT, DERIVS)
360:      PARAMETER (NMAX=14)

```



```

433:      GWPRC=(P(8)/(1.+P(8)))*B
434:      UCSUR=R0
435:      AEV=ET+ET2
436:      UCCHAN=R0+UCSUB
437:      Q1=0.0
438:      Q2=0.0
439:      IF(Y3.GT.0.0)Q1=P(9)*Y3
440:      IF(Y4.GT.0.0)Q2=P(9)*Y4
441:      DY(3)=UCCHAN-Q1
442:      DY(4)=Q1-Q2
443:      UCTOTL=Q2
444: C
445: C CHECK FOR POSITIVE DEFINITE STATE COVARIANCE MATRIX
446: C
447:      IF(Y(5).LE.1.E-5) Y(5)=1.E-5
448:      IF(Y(9).LE.1.E-5) Y(9)=1.E-5
449:      IF(Y(12).LE.1.E-5) Y(12)=1.E-5
450:      IF(Y(14).LE.1.E-5) Y(14)=1.E-5
451: C CHECK FOR CORRELATION BOUNDS
452:      R12=Y(6)/SQRT(Y(5)*Y(9))
453:      R13=Y(7)/SQRT(Y(5)*Y(12))
454:      R14=Y(8)/SQRT(Y(5)*Y(14))
455:      R23=Y(10)/SQRT(Y(9)*Y(12))
456:      R24=Y(11)/SQRT(Y(9)*Y(14))
457:      R34=Y(13)/SQRT(Y(12)*Y(14))
458:      IF(R12.LT.-1.)R12=-0.95
459:      IF(R12.GT.1.)R12=0.95
460:      IF(R13.LT.-1.)R13=-0.95
461:      IF(R13.GT.1.)R13=0.95
462:      IF(R14.LT.-1.)R14=-0.95
463:      IF(R14.GT.1.)R14=0.95
464:      IF(R23.LT.-1.)R23=-0.95
465:      IF(R23.GT.1.)R23=0.95
466:      IF(R24.LT.-1.)R24=-0.95
467:      IF(R24.GT.1.)R24=0.95
468:      IF(R34.LT.-1.)R34=-0.95
469:      IF(R34.GT.1.)R34=0.95
470: C CORRECT OFF-DIAGONAL ELEMENTS OF COVARIANCE MATRIX
471:      Y(6)=R12*SQRT(Y(5)*Y(9))
472:      Y(7)=R13*SQRT(Y(5)*Y(12))
473:      Y(8)=R14*SQRT(Y(5)*Y(14))
474:      Y(10)=R23*SQRT(Y(9)*Y(12))
475:      Y(11)=R24*SQRT(Y(9)*Y(14))
476:      Y(13)=R34*SQRT(Y(12)*Y(14))
477: C DIFFERENTIAL EQUATIONS FOR THE COVARIANCE MATRIX
478: C A. LINEARIZATION COEFFICIENTS W.R.T. STATE
479:      TERM1=-UE/P(1)
480:      TERM2=-PREC*P(3)/P(1)*RAT1**(P(3)-1.)
481:      TERM3=-PRC0*BRC1/P(1)
482:      TERM4=-P(4)
483:      F11=TERM1+TERM2+TERM3+TERM4
484:      F12=(PRC0/P(2))*RAT1*P(5)*xm2*(1.0-RAT2)**(xm2-1.)
485:      TERM5=UE*RAT2M/P(1)
486:      F21=-TERM3+TERM5
487:      TERM6=- (UE-ET)*P(7)/P(2)*RAT2**(P(7)-1.)
488:      TERM7=-P(6)
489:      F22=-F12+TERM6+TERM7
490:      F31=-TERM2-TERM4
491:      F32=-TERM7/(P(8)+1.0)
492:      F33=-P(9)
493:      F43=P(9)
494:      F44=-P(9)
495: C B. LINEARIZATION COEFFICIENTS WITH RESPECT TO INPUT
496:      U11=1.0-RAT1M
497:      U12=-RAT1
498:      U22=- (1.0-RAT1)*RAT2M
499:      U31=RAT1M
500: C C. LINEARIZATION COEFFICIENTS WITH RESPECT TO PARAMETERS
501:      DO 5 I=1,4
502:      DO 5 J=1,9
503:      E(I,J)=0.0
504:      TEMP8=ET/P(1)

```

```

505:      TEMP9=R0*P(3)/P(1)
506:      TEMP10=PRC/P(1)
507:      E(1,1)=TEMP8+TEMP9+TEMP10
508:      TEMP11=-PRC/P(2)
509:      TEMP12=-F12*RAT2
510:      E(1,2)=TEMP11+TEMP12
511:      TEMP13=0.0
512:      IF(Y1.GT.1.E-3) TEMP13=ALOG(RAT1)
513:      E(1,3)=-R0*TEMP13
514:      E(1,4)=-Y1
515:      E(1,5)=-PRC0*RAT1*(1.0-RAT2)**xm2
516:      E(1,6)=-PRC/P(6)
517:      TEMP14=-UE*RAT2M*RAT1/P(1)
518:      E(2,1)=-PRC/P(1)+TEMP14
519:      TEMP15=F12*RAT2
520:      TEMP16=(UE-ET)*P(7)/P(2)*RAT2M
521:      E(2,2)=-TEMP11+TEMP15+TEMP16
522:      E(2,5)=-E(1,5)
523:      E(2,6)=-E(1,6)-Y2
524:      TEMP17=0.0
525:      IF(Y2.GT.1.E-3) TEMP17=ALOG(RAT2)
526:      E(2,7)=- (UE-ET)*RAT2M*TEMP17
527:      E(3,1)=-TEMP9
528:      E(3,3)=-E(1,3)
529:      E(3,4)=Y1
530:      E(3,6)=Y2/(1.0+P(8))
531:      E(3,8)=-P(6)*Y2/(1.0+P(8))/(1.0+P(8))
532:      E(3,9)=-Y3
533:      E(4,9)=Y3-Y4
534: C D. FORM THE COVARIANCE PROPAGATION DIFFERENTIAL EQUATIONS
535: C D1. FORM INPUT ERROR VARIANCE ELEMENTS
536:      QU11=P(22)*PREC+P(51)
537:      QU11=QU11*QU11
538:      QU22=P(23)*UE+P(52)
539:      QU22=QU22*QU22
540: C D2. FORM PARAMETER ERROR VARIANCE ELEMENTS
541:      DO 7 I=1,9
542:          II=I+23
543:      7 QQ(I)=P(II)*P(II)
544:      DO 12 I=1,4
545:          DO 12 J=1,4
546:              QP(I,J)=0.0
547:          DO 10 K=1,9
548:      10 QP(I,J)=QP(I,J)+E(I,K)*E(J,K)*QQ(K)
549:      12 CONTINUE
550: C D3. FORM RIGHT-HAND SIDE OF PROPAGATION EQUATIONS FOR COVARIANCE
551:      AU=P(20)
552:      AP=P(21)
553:      DY(5)=2.*(F11*Y(5)+F12*Y(6))+AU*(U11*U11*QU11+U12*U12*QU22)
554:      * +AP*QP(1,1)
555:      DY(6)=(F11+F22)*Y(6)+F12*Y(9)+F21*Y(5)+AU*U12*U22*QU22
556:      * +AP*QP(1,2)
557:      DY(7)=(F11+F33)*Y(7)+F12*Y(10)+F31*Y(5)+F32*Y(6)+
558:      * AU*U11*U31*QU11+AP*QP(1,3)
559:      DY(8)=(F11+F44)*Y(8)+F12*Y(11)+F43*Y(7)+AP*QP(1,4)
560:      DY(9)=2.*(F21*Y(6)+F22*Y(9))+AU*U22*U22*QU22+AP*QP(2,2)
561:      DY(10)=(F22+F33)*Y(10)+F21*Y(7)+F31*Y(6)+F32*Y(9)+AP*QP(2,3)
562:      DY(11)=(F22+F44)*Y(11)+F21*Y(8)+F43*Y(10)+AP*QP(2,4)
563:      DY(12)=2.*(F31*Y(7)+F32*Y(10)+F33*Y(12))+AU*U31*U31*QU11
564:      * AP*QP(3,3)
565:      DY(13)=(F33+F44)*Y(13)+F31*Y(8)+F32*Y(11)+F43*Y(12)+AP*QP(3,4)
566:      DY(14)=2.*(F43*Y(13)+F44*Y(14))+AP*QP(4,4)
567:      RETURN
568:      END
569: CCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCCC
570:      SUBROUTINE UPDT(NVAR,Z,X,XU)
571:
572:      COMMON/PARAM/P(100)
573:      COMMON/INPUT/ PREC,UE
574:      COMMON/OBSE/RES,RESN
575:      DIMENSION X(14),XU(14),G(4)
576:      B=P(9)

```

```

577:      RQ=P(18)*P(18)+P(19)*Z*P(19)*Z
578:      D=B*B*X(14)+RQ
579:      RES=Z-B*X(4)
580:      RESN=RES/SQRT(D)
581:      RAT=B/D
582:      G(1)=RAT*X(8)
583:      G(2)=RAT*X(11)
584:      G(3)=RAT*X(13)
585:      G(4)=RAT*X(14)
586: C   UPDATE STATE VECTOR
587:      DO 5 I=1,4
588:      XU(I)=X(I)+G(I)*RES
589:      IF(XU(I).LE.1.E-5) XU(I)=1.E-5
590:      CONTINUE
591: c   check upper bound of updated state vector-----
592:      DO j=1,2
593:      IF(xu(j).gt.p(j))xu(j)=p(j)
594:      ENDDO
595: C   UPDATE STATE COVARIANCE MATRIX ELEMENTS AND CHECK FOR
596: C   POSITIVE VARIANCES
597:      B2=B*B
598:      XU(5)=(B2*(X(5)*X(14)-X(8)*X(8))+RQ*X(5))/D
599:      IF(XU(5).LE.1.E-5) XU(5)=1.E-5
600:      XU(6)=X(6)-B2*X(8)*X(11)/D
601:      XU(7)=X(7)-B2*X(8)*X(13)/D
602:      XU(8)=RQ*X(8)/D
603:      XU(9)=(B2*(X(9)*X(14)-X(11)*X(11))+RQ*X(9))/D
604:      IF(XU(9).LE.1.E-5) XU(9)=1.E-5
605:      XU(10)=X(10)-B2*X(11)*X(13)/D
606:      XU(11)=RQ*X(11)/D
607:      XU(12)=(B2*(X(12)*X(14)-X(13)*X(13))+RQ*X(12))/D
608:      IF(XU(12).LE.1.E-5) XU(12)=1.E-5
609:      XU(13)=RQ*X(13)/D
610:      XU(14)=RQ*X(14)/D
611:      IF(XU(14).LE.1.E-5) XU(14)=1.E-5
612: C   CHECK FOR CORRELATION BOUNDS
613:      R12=XU(6)/SQRT(XU(5)*XU(9))
614:      R13=XU(7)/SQRT(XU(5)*XU(12))
615:      R14=XU(8)/SQRT(XU(5)*XU(14))
616:      R23=XU(10)/SQRT(XU(9)*XU(12))
617:      R24=XU(11)/SQRT(XU(9)*XU(14))
618:      R34=XU(13)/SQRT(XU(12)*XU(14))
619:      IF(R12.LT.-1.)R12=-0.95
620:      IF(R12.GT.1.)R12=0.95
621:      IF(R13.LT.-1.)R13=-0.95
622:      IF(R13.GT.1.)R13=0.95
623:      IF(R14.LT.-1.)R14=-0.95
624:      IF(R14.GT.1.)R14=0.95
625:      IF(R23.LT.-1.)R23=-0.95
626:      IF(R23.GT.1.)R23=0.95
627:      IF(R24.LT.-1.)R24=-0.95
628:      IF(R24.GT.1.)R24=0.95
629:      IF(R34.LT.-1.)R34=-0.95
630:      IF(R34.GT.1.)R34=0.95
631: C   CORRECT OFF-DIAGONAL ELEMENTS OF COVARIANCE MATRIX
632:      XU(6)=R12*SQRT(XU(5)*XU(9))
633:      XU(7)=R13*SQRT(XU(5)*XU(12))
634:      XU(8)=R14*SQRT(XU(5)*XU(14))
635:      XU(10)=R23*SQRT(XU(9)*XU(12))
636:      XU(11)=R24*SQRT(XU(9)*XU(14))
637:      XU(13)=R34*SQRT(XU(12)*XU(14))
638:      RETURN
639:      END
640:
641:

```