

ISSN 2318-0331

RBRH

Revista Brasileira de Recursos Hídricos

VOLUME

18

NÚMERO 4

ABRH

RBRH

Revista Brasileira de Recursos Hídricos

OUT/DEZ 2013

VOLUME

18

NÚMERO 4

Editores:

Carlos Eduardo M. Tucci
Antonio Marozzi Riguetto
Cristóvão Vicente S. Fernandes
Edson Wendland
Jaime Joaquim da S. P. Cabral
João Batista Dias de Paiva
José Nilson B. Campos
Jussara Cabral Cruz
Mário Thadeu Leme de Barros
Walter Collischonn



Diretoria da ABRH

Presidente: **Luiz Gabriel Todt de Azevedo**

Vice-presidente: **Jussara Cabral Cruz**

Diretor de publicações: **Arisvaldo Mello Júnior**

Diretor de eventos: **Vladimir Caramori B. de Souza**

Diretor de representações regionais: **Dirceu Silveira Reis Júnior**

Diretor de comissões técnicas: **Rafael Kelman**

RBRH

Revista Brasileira de Recursos Hídricos

A RBRH é a revista oficial da Associação Brasileira de Recursos Hídricos, publicada trimestralmente. Os objetivos da revista são de:

- Funcionar como fórum para apresentação de conhecimento prático e científico dos aspectos de recursos hídricos;
- Publicar inovações científicas e tecnológicas na área de recursos hídricos;
- Fornecer através dos artigos soluções aos problemas com base integrada, interdisciplinar e dos usos múltiplos dos recursos hídricos e sua conservação ambiental.

Os editores da revista incentivam a publicação de artigos inéditos abrangendo temas relacionados às seguintes áreas de conhecimento: hidráulica, hidrologia, relações entre recursos hídricos e saneamento ambiental, hidrometeorologia, hidroeletricidade, irrigação, drenagem, gestão quali-quantitativa das águas, limnologia, hidrogeologia,

erosão, sedimentação, tecnologias ambientais, economia de recursos hídricos, medições e instrumentação em recursos hídricos. Os artigos podem conter contribuição científica e tecnológica nas disciplinas ou nos ambientes de recursos hídricos ou experiência inédita em ambientes singulares de usos e técnicas conhecidas.

Os artigos serão publicados quando aprovados por pelo menos dois revisores e um editor. Ao final da revista são apresentadas as instruções sobre o envio do manuscrito.

Endereço para correspondência:

ABRH – Associação Brasileira de Recursos Hídricos

Caixa Postal 15029

91501-970 Porto Alegre, RS

Tel (51) 33086652

Fax (51) 34932233

www.abrh.org.br

abrh@abrh.org.br

RBRH: Revista Brasileira de Recursos Hídricos / Associação Brasileira de Recursos Hídricos - Vol.18, n.4 (2013)
Porto Alegre/RS: ABRH, 2007

Trimestral

Substitui a RBE: Revista Brasileira de Engenharia - Caderno de Recursos Hídricos (1982-1995) que substitui a Revista Brasileira de Hidrologia e Recursos Hídricos (1978-1981).

ISSN 2318-0331

1. Recursos hídricos - periódicos I. Associação Brasileira de Recursos Hídricos
CDU 556 (050)
CDD 551.48

Conselho Editorial

Editor Chefe

Carlos Eduardo Morelli Tucci – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Rio Grande do Sul

Editores Associados

Antonio Marozzi Righetto – Universidade Federal do Rio Grande do Norte – Rio Grande do Norte

Cristovão Vicente Scapulatempo Fernandes – Universidade Federal do Paraná - Paraná

Edson Wendland – Universidade de São Paulo – São Paulo

Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral – Universidade Federal de Pernambuco - Pernambuco

João Batista Dias de Paiva – Universidade Federal de Santa Maria – Rio Grande do Sul

José Nilson B. Campos – Universidade Federal do Ceará - Ceará

Jussara Cabral Cruz - Universidade Federal de Santa Maria – Rio Grande do Sul

Mario Thadeu Leme de Barros – Universidade de São Paulo – São Paulo

Walter Collischonn – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Rio Grande do Sul

Revisores

Alfredo Ribeiro Neto (1)
Anderson Luiz Ribeiro de Paiva (1)
Andrea de Oliveira Cardoso (2)
Andre Shardong (2)
Antonio Domingues Benetti (1)
Antonio Marozzi Righetto (1)
Arci Dirceu Wastowski (1)
Beatriz Suzana O. Ceballos (1)
Carlos Barreira Martinez (1)
Carlos de Oliveira Galvão (1)
Carmem Christofelettí (1)
Celimar Azambuja Teixeira (1)
Cleuda Cusódio Freire (1)
Cristiano das Neves Almeida (1)
Cristiano Poletto (1)
Cristovão Fernandes (1)
Daniela de Souza Kyrillos (1)
Dante Gama Larentis (1)
Davi Dinis (1)
Delmira Beatriz Wolff (1)
Eber José de Andrade Pinto (2)
Eduardo de Oliveira Bueno (1)
Eduardo Lucena C. de Amorim (1)
Eduardo Von Sperling (1)
Ernani Francisco da Rosa Filho (2)
Fernando Dornelles (1)

Fernando Falco Pruski (1)
Francisco de Assis Souza Filho (1)
Francisco Rossarolla Forgiarini (1)
Geraldo de Freitas Maciel (1)
Gérson Cardoso da Silva Junior (1)
Gilberto Loguércio Collares (3)
Harry Schulz (1)
Heloise Garcia Knapik (1)
Henrique Llacer Roig (1)
Ingrid Illich Müller (1)
Irani dos Santos (1)
Ivanildo Andreolli (1)
Jean Paolo Gomes Minela (1)
João Alfredo Santos (1)
João Luiz Boccia Brandão (3)
José Rodolfo Scarati Martins (1)
Juan Martín Bravo (1)
Julio Gomes (1)
Julio Werner Y. Bernardo (2)
Jussara Cabral Cruz (1)
Karen Quiroz (1)
Laudízio da Silva Diniz (1)
Leonardo Pérez (1)
Leonardo Mitre A. de Castro (1)
Leonardo Vieira Soares (1)
Lindenberg Fernandes (1)

Lucia Helena Rodrigues (1)
Luciene Pimentel da Silva (1)
Luiz Alberto R. Mendonça (1)
Luiz Sérgio Vanzela (2)
Marcelo Giulian Marques (1)
Marcelo Gomes Miguez (1)
Marco Aurelio Holanda de Castro (1)
Mária do Carmo Gastaldini (1)
Mario Thadeu Leme de Barros (2)
Masato Kobiyama (2)
Mauro da Cunha Naghettini (1)
Michael Mannich (1)
Pablo Heleno Sezerino (1)
Paulo Tarso S. Oliveira (1)
Pedro Antonio R. Reginato (1)
Pedro Luiz Borges Chaffe (1)
Ricardo de Aragão (1)
Roberto Fendrich (1)
Rodrigo Lilla Manzione (1)
Sandro Froehner (1)
Sibele Ezaki (1)
Tarciso Cabral da Silva (1)
Terencio Rebello de Aguiar Junior (2)
Vladimir Caramori Borges de Souza (1)
Walter Collischonn (1)

SUMÁRIO

Modelo Decisório para Seleção de Tecnologias de Tratamento de Água em Comunidades Rurais no Semiárido	09
Fernando Victor Galdino Ponte, Ana Maria Roberto Moreira, Manoel do Vale Sales, José Capelo Neto	
Análise de Tendências e Padrões de Variação das Séries Históricas de Vazões do Operador Nacional do Sistema (ONS)	19
Bruno Costa Castro Alves, Francisco de Assis de Souza Filho, Cleiton da Silva Silveira	
Desenvolvimento da Superfície Livre em Escoamentos Aerados: Analogia com Leis Básicas de Transferência	35
Harry Edmar Schulz, André Luiz Andrade Simões	
Artificial Neural Network Methods Applied to Forecasting River Levels	45
Fernando Dornelles, Joel Avruch Goldenfum, Olavo C. Pedrollo	
Outorga para Lançamento de Efluentes – Uma Metodologia de Apoio à Gestão de Recursos Hídricos	55
Renata Barros Pinheiro, Suzana Maria Gico Lima Montenegro, Simone Rosa da Silva, Yvonilde D. P. Medeiros, Joana Tereza Aureliano	
Calibração do Coeficiente de Decaimento do Cloro (k_w) em Redes de Abastecimento de Água Utilizando o Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Alternativo Adaptado para Gradiente de Concentração	67
Rejane Felix Pereira, Marco Aurélio Holanda de Castro	
Uso de Água em Cultivo de Mamona no Agreste Meridional de Pernambuco	77
Clarissa de Albuquerque Gomes, José Romualdo de Sousa Lima, Karoline de Melo Padilha, Antonio Celso Dantas Antonino, João Carlos Ferreira Borges Júnior, Eduardo Soares de Souza, Suzana Maria G. Lima Montenegro	
Análise Espacial do Balanço Hídrico no Meio Rural de Santa Catarina	89
Gerson Conceição, Luiz Fernando de Novaes Vianna, Ivan Luiz Zilli Bacic, Masato Kobiyama, Paulo Belli Filho	
Implicações Geomorfológicas das Alterações do Escoamento Superficial pela Urbanização: Análise dos Processos Erosivos na Bacia Hidrográfica do Córrego Tucunzinho (São Pedro – SP)	101
Dener Toledo Mathias, Cenira Maria Lupinacci da Cunha, Rodrigo Braga Moruzzi	
Otimização Estocástica Implícita e Redes Neurais Artificiais para Auxílio na Operação Mensal dos Reservatórios Coremas - Mãe d'Água	115
Tatiane Carolyne Carneiro, Camilo Allyson Simões de Farias	
Uso da Água na Geração de Energia Geotérmica no Brasil a partir de Modelo de Aproximação para o Transporte de Calor	125
José Anderson do Nascimento Batista, Sueli Yoshinaga Pereira, José Ricardo Pelaquim Mendes, Mário Nascimento Souza Filho	

Impacto das Características da Superfície Terrestre no Algoritmo de Inferência da Umidade do Solo no Brasil, Utilizando Observações do Sensor AMSR-E/Aqua	137
Luciana Rossato, Carlos Frederico de Angelis, Regina Célia dos Santos Alvalá	
Otimização do Aproveitamento da Disponibilidade de Águas Superficiais na Bacia do Ribeirão entre Ribeiros	157
Josiane Rosa de Oliveira, Fernando Falco Pruski, Aline de Araújo Nunes	
Amostragem de Séries Sintéticas Hidrológicas	173
Daniel H. Marco Detzel, Marcelo Rodrigues Bessa, Miriam Rita Moro Mine	
Simulação dos Fluxos de Água e de Energia na Microbacia Hidrográfica da Represa Vaca Brava no Brejo Paraibano	185
Willames de Albuquerque Soares, Antonio Celso Dantas Antonino, José Romualdo de Sousa Lima, Eduardo Soares de Souza, Suzana Maria Gico Lima Montenegro, Carlos Alberto Brayner de Oliveira Lira	
Avaliação Integrada da Qualidade da Água Subterrânea em uma Bacia Hidrográfica Representativa do Litoral da Região Nordeste do Brasil	197
Jaqueline Vígolo Coutinho; Cristiano das Neves Almeida; Carmem Lúcia Moreira Gadelha; Diego Ferreira Targino; Franklin Mendonça Linhares; Victor Hugo R. Coelho	
A Importância da Caracterização da Corrente para a Correta Determinação do Comprimento e da Altura das Ondas. Parte 2: Pressão Dinâmica	213
Andrea Moragas Dias, Claudio F. Neves	
Regionalização Hidrológica de Vazões Mínimas por meio dos Métodos OLS e WLS Aplicada à Bacia do Alto São Francisco	231
Sarah Figueiredo Luiz, Wilson dos Santos Fernandes, Dirceu Silveira Reis Júnior	
Conceito do Campo de Fetch e sua Aplicação ao Reservatório de Itaipu	243
Marcelo Marques, Fernando Oliveira de Andrade, Alexandre Kolodynskie Guetter	
Um Modelo para Simulação de Escoamentos em Aquíferos Subjacentes a Zonas Urbanas	255
José Eduardo Alamy Filho, Michelle Crescêncio de Miranda, Marcio Ricardo Salla	
Metais Poluentes em Sedimentos Fluviais de Cursos D'água sob Influência de Pecuária Leiteira no Estado de Goiás, Brasil	267
Cleonice Rocha, Alfredo Borges de Campos, Francisco Leonardo Tejerina Garro, Affonso Celso Gonçalves Jr.	
Preenchimento de Dados Linnimétricos Horários Via Modelos ARIMA	281
Daniel H. Marco Detzel, Ana Paula Oening, Angelo R. R. de Souza, Sérgio L. C. Cerminaro	

Modelo Decisório para Seleção de Tecnologias de Tratamento de Água em Comunidades Rurais no Semiárido

Fernando Victor Galdino Ponte¹, Ana Maria Roberto Moreira¹, Manoel do Vale Sales¹, José Capelo Neto²
victorgponte@yahoo.com.br; ar_moreira@yahoo.com.br; msales@cagece.com; capelo@ufc.br

Recebido: 25/10/10 - revisado: 05/03/12 - aceito: 03/06/13

RESUMO

O tratamento da água em comunidades rurais ainda apresenta grandes deficiências no semi-árido cearense apesar do desenvolvimento econômico do estado. Além da baixa qualidade da água disponível (Vieira & Studart, 2009), a gestão técnica no saneamento rural é um ponto que ainda necessita aprimoramento. O SISAR e o Projeto São José, que tratam do assunto no Estado do Ceará, não dispõem de critérios de seleção nem de projetos padronizados de estações de tratamento de água (ETA) que diminuam o erro durante o processo de seleção da tecnologia e dimensionamento da ETA. Para se ter uma idéia, cerca de 80 % de todos os sistemas operados pelo SISAR utilizam filtração direta descendente (FDA) como tecnologia de tratamento, muitas vezes sem a eficiência necessária. Este trabalho teve como objetivo elaborar um modelo conceitual simples de tomada de decisão. O método conceitual foi desenvolvido utilizando critérios de exclusão e de seleção os quais devem levar a escolha de tecnologias de tratamento tais como o Ciclo Completo, a Filtração Direta Ascendente, a Dupla Filtração e a Oxidação seguida de Filtração rápida Ascendente em função da vazão, do tipo de manancial e de parâmetros de qualidade de água. Foi possível dessa forma, desenvolver um modelo simples utilizando poucos parâmetros de qualidade de água tais como turbidez, cor e densidade algal dentre outros, proporcionando como resposta do modelo doze projetos de ETAs com vazões de 5, 10 e 15 m³.h⁻¹.

Palavras - Chave: Parâmetros de projeto. ETA,. Saneamento Rural

INTRODUÇÃO

A população rural (Ferreira et al., 2010), principalmente a que habita o semiárido Brasileiro, encontra grandes dificuldades para obter água dentro do padrão de qualidade exigido pelo Ministério da Saúde. Por não disporem de um sistema de abastecimento de água convencional, alternativas de abastecimento individuais ou coletivas são adotadas sem um referencial técnico que lhes garantam a qualidade necessária.

A água bruta, devido à poluição e a falta de proteção dos mananciais, trazem vários riscos à saúde humana (Franzen et al., 2011). Para Paz (2007), o risco surge quando a água possui a capacidade de transportar agentes contaminantes, os quais podem causar doenças no homem ou alterar o desempenho normal das tarefas na comunidade. O tipo de manancial determina o risco que a tecnologia tem que eliminar ou reduzir até os valores limites da portaria MS 2914 (Ministério da Saúde, 2011).]

Outro agravante deste problema, que ocorre basicamente no semiárido do Nordeste, é a escassez de água disponível para as mais diversas utilizações (Magalhães et al., 2003), inclusive para o consumo humano, em razão do regime pluviométrico inconstante. Essa escassez, aliada à baixa capacidade de tratamento dos sistemas, geralmente causa racionamento na distribuição e comprometimento da qualidade da água.

Segundo Bastos (2007), o nordeste do Brasil é a região semiárida mais povoada do mundo. Cerca de 11 milhões de pessoas que vivem nas áreas rurais não têm acesso à água potável. Elas precisam percorrer vários quilômetros para encontrar uma fonte de água, que geralmente não está própria ao consumo humano. A região apresenta altos índices de mortalidade infantil como resultado da diarreia causada pelo consumo de água contaminada. Tendo em vista essa problemática, surgiu o conceito de saneamento rural, com aplicação de técnicas para abastecimento de água e autogestão dos sistemas de adução, tratamento e distribuição.

Criado em 1995, o Projeto São José é desenvolvido em comunidades rurais e foi concebido para ser o eixo central das estratégias do Governo do

¹- Companhia de Água e Esgoto do Ceará - CAGECE

²- Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental/UFC

Estado do Ceará no combate à pobreza rural. Atua em 177 dos 184 municípios do Ceará, com prioridade para os municípios classificados pelo Índice Municipal de Alerta. Um dos seus objetivos é implantar sistemas de abastecimento de água tratada e hidrometrada em comunidades da zona rural, que possuam entre 50 e 250 famílias e manancial definido.

Logo após a construção das estações de tratamento de água nas pequenas comunidades pelo Projeto São José, a gestão destas unidades pode ser feita pelas prefeituras locais, pela comunidade ou através da associação comunitária local integrada a uma federação tal como o Sistema Integrado de Saneamento Rural, o SISAR, a qual tem a responsabilidade de administrar os serviços, garantir o acesso da população e a sustentabilidade financeira do sistema.

O SISAR é uma organização não governamental, sem fins lucrativos, formada pelas associações comunitárias que possuem sistemas de abastecimento de água e esgoto, dentro da mesma bacia hidrográfica (Figura 1). Surgiu pela iniciativa da Companhia de Água e Esgoto do Ceará - CAGECE, com apoio do Governo do Estado do Ceará, do Banco KfW, das prefeituras locais e comunidades. A sustentabilidade econômica destes sistemas é garantida pela atuação do SISAR principalmente no que se refere à estruturação tarifária aplicada. Além disso, a forma de representação comunitária possibilita a troca de experiências além do fortalecimento das comunidades no que diz respeito à manutenção e acompanhamento da operação das ETAs construídas.

Apesar do sucesso do modelo gerencial do SISAR, existem ainda grandes dificuldades, encontradas pelos técnicos envolvidos, na seleção da tecnologia adequada para cada tipo de água bruta e na padronização de projetos de sistemas, acarretando em erros na construção das ETA's, na má qualidade da água distribuída, em falha operacional e desperdício de recursos financeiros e humanos. Num dos poucos trabalhos publicados nesta área de seleção de tecnologia para tratamento de água, Paz & Di Bernardo (2007) apresentam um modelo conceitual de seleção de técnicas de tratamento de água superficial para ETAs. Apesar do modelo se propor a beneficiar comunidades brasileiras de pequeno e médio porte, as vazões trabalhadas neste modelo são entre 10 L.s⁻¹ e 100 L.s⁻¹, bem acima do necessário nas pequenas comunidades tratada neste trabalho, além de apresentar uma complexidade técnica e uma demanda financeira muitas vezes inacessível ao saneamento rural. Já a portaria MS 2914/2011 (Ministério da Saúde, 2011) trata apenas sucintamente das exigências aos sistemas e soluções alternativas coletivas de abastecimento de água para consumo humano em seu Capítulo IV, Art. 24º: "Toda água para consumo humano, fornecida coletivamente, deverá passar por processo de desinfecção ou cloração. Parágrafo único. As águas provenientes de manancial superficial devem ser submetidas a processo de filtração", deixando muito a desejar no que se refere à seleção da tecnologia apropriada. Desta maneira, este trabalho teve como objetivo principal desenvolver um modelo simplificado de seleção de tecnologia de tratamento de água para pequenas comunidades no semiárido sustentável do ponto de vista técnico, levando em consideração a qualidade da água bruta disponível e a vazão máxima de 15 m³.h⁻¹, adequando-se à proposta do Projeto São José e SISAR. Para tal fez-se necessário realizar visitas técnicas a algumas localidades operadas pelo SISAR de forma a se conhecer os principais problemas de qualidade de água existentes.

METODOLOGIA

A formulação do modelo simplificado de seleção de tecnologia de tratamento de água para pequenas comunidades do semiárido foi desenvolvido tendo como modelo inicial o trabalho desenvolvido por Paz & Di Bernardo (2007). Foi necessário primeiramente uma revisão das técnicas de tratamento adequadas às diversas qualidades de água bruta, seguida de visitas às ETAs filiadas ao SISAR no interior do Estado do Ceará escolhidas de forma

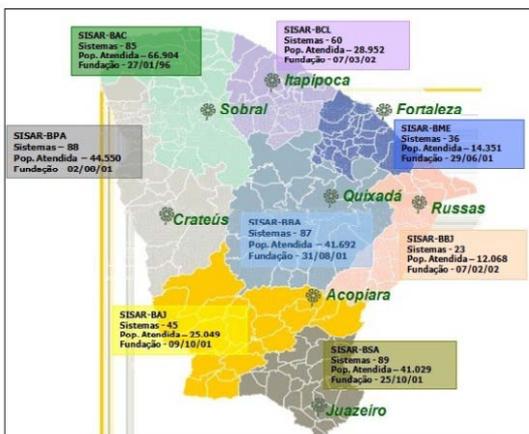


Figura 1 – Mapa do Estado do Ceará com as respectivas unidades do SISAR.

aleatória e conforme disponibilidade de transporte, avaliação da qualidade da água bruta em mananciais subterrâneos e superficiais na região de estudo e por fim o desenvolvimento do modelo conceitual para escolha da tecnologia de tratamento de água mais apropriada.

Visitas às ETAs

As visitas foram realizadas durante os três meses com menor qualidade de água bruta nas localidades relacionadas na Tabela 1 com o objetivo de identificar as tecnologias de tratamento de água utilizadas, os problemas operacionais encontrados e a qualidade dos mananciais que abastecem as comunidades rurais. Foram visitadas no total 20 comunidades filiadas ao SISAR localizadas na Bacia do Baixo Jaguaribe - BBA, Bacia do Baixo Jaguaribe - BBJ, Bacia Curu e Litoral - BCL e na Bacia do Alto Jaguaribe - BAJ

Tabela 1 - Resumo das visitas técnicas realizadas as comunidades filiadas ao SISAR no interior do Estado do Ceará.

Mês/ano	Unidade SISAR	Município	Localidade
10/2010	BBA	Quixadá	S. Antônio da Serra do Estevão
			São João dos Pompeus
11/2010	BCL	Russas	Pau D'arco
			Córregos das Catitas
			São Luiz do Curu
			Melancia dos Tabosas
			Itapipoca
			Três Climas
			Tururu
			Batatas
			Paraipaba
			Camboas
12/2010	BAJ	Icó	Trairi
			Munguba
			Itarema
			Porto dos Barcos
			São Miguel de Baixo
			Acopiara
			Bom Nome Escuro
			Conjunto M.
			Conjunto Delta Varzinha
			Campos Salcs
12/2010	BAJ	Tauá	Acossi
			Cachoeira de Fora
			Montenegro
			Açudinho

Qualidade da água

Conhecidas as problemáticas das comunidades, fez-se uma investigação da qualidade da água bruta dos mananciais disponíveis. A pesquisa foi realizada através da avaliação dos laudos das análises de água já existentes no banco de dados do SISAR e, quando necessário, foram realizadas análises de cor, pH, turbidez, ferro, manganês, flúor, dureza, cloreto, nitrato, nitrito, amônia e densidade de algas das águas, de acordo com procedimentos da APHA (2005).

Definição de tecnologias

Devido à variabilidade da qualidade de água de cada manancial estudado, observou-se a necessidade de se estabelecer parâmetros de seleção para cada tecnologia de tratamento de água, para diferentes vazões e mananciais.

Foram propostas as tecnologias de Filtração Direta Ascendente - FDA, Dupla Filtração - DF, Ciclo Completo - CC, e Oxidação seguida de Filtração Ascendente - OFA, para remoção de ferro que difere da FDA apenas por não incorporar a coagulação química.

As tecnologias FDA, DF e CC foram definidas como padrões por já apresentarem eficiência, relativo baixo custo e facilidade operacional confirmada na prática na remoção dos parâmetros (Paz & Di Bernardo, 2007; Kawamura, 2000; Libânio, 2008; Richter; 1995 e Viana, 2002) como cor, turbidez e algas. Assim, o estudo pôde prosseguir com o desenvolvimento de um modelo conceitual de seleção de tecnologia e de projetos executivos padronizados de estações de tratamento de água.

Definição do modelo conceitual simplificado

Após as etapas de estudo da qualidade da água bruta e ensaios laboratoriais, foi desenvolvido um fluxograma de decisão utilizado para a seleção de tecnologia de tratamento mais apropriada. Este processo decisório tem como critérios alguns parâmetros físico-químicos da água bruta escolhidos pela relevante relação com a segurança da água potável, pelas características das águas brutas encontradas na etapa de pesquisa e pela vazão do sistema de tratamento.

Procurou-se manter o processo o mais simples e prático possível de forma a possibilitar sua utilização por qualquer profissional de nível médio com um mínimo de treinamento. Para que o modelo possa ser executado, faz-se necessário que os pa-

râmetros cor, pH, turbidez, ferro, manganês, flúor, dureza, cloreto, nitrato, nitrito, amônia e densidade de algas sejam previamente analisados.

Utilizou-se como primeiro critério de exclusão a vazão limite de sistemas financiados pelo projeto São José, 15 m³.h⁻¹. As tecnologias escolhidas como soluções do modelo têm a capacidade de tratar água bruta contendo ferro e manganês, águas com elevado conteúdo algal e águas de mananciais lóticos com elevada turbidez devido principalmente a sólidos inorgânicos em suspensão (argilas por exemplo). Assim, os parâmetros cor, turbidez, densidade de algas, ferro e manganês foram definidos como critérios de seleção de tecnologia. Em relação aos outros parâmetros de qualidade de água tratada, todos deverão obedecer os valores permitidos pela portaria do Ministério da Saúde, sendo necessário o monitoramento constante da água tratada.

Os parâmetros utilizados para seleção de tecnologias no modelo, com exceção do ferro e manganês total, tiveram como referência Kawamura (2000). Ponte et al. (2011) estabeleceram limites de concentração de ferro na água bruta e o tipo de tratamento recomendado e também foi utilizado como referência neste trabalho. Mananciais subterrâneos contendo ferro com concentração acima de 5 mg.L⁻¹ deve receber tratamento via ciclo completo e abaixo desse valor e até o valor limite da portaria MS 2914 (Ministério da Saúde, 2011), recomenda-se o uso da filtração ascendente precedida de oxidação química.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Visitas às ETAs

Nas visitas aos sistemas de abastecimento de água do SISAR foi constatado que a problemática da qualidade de água nos mananciais pode ser resumida em:

1. Elevadas concentrações de cloretos, ferro e manganês em águas subterrâneas;
2. Elevada turbidez e cor, devido ao carreamento de sedimento no período chuvoso em mananciais lóticos e;
3. Elevada turbidez e cor, devido à elevada densidade algal em mananciais lenticos, principalmente no período de estiagem.

Dos vinte sistemas visitados, 100% das comunidades que recebem água captada em mananciais de superfície são equipadas com estações de

tratamento. Já quando se analisa a totalidade dos sistemas operados pelo SISAR, apenas cerca de 88% dos sistemas com captação superficial possuem estações de tratamento de água (Figura 2a e 2b). Já a população que recebe água captada em mananciais subterrâneos, apenas 13,33% dos sistemas visitados são equipados com ETAs contra 7,5 % quando se analisa todos os sistemas (Figura 1a e 1b). Onde não existe ETA, o tratamento é efetuado através de uma simples desinfecção. Observou-se que a Filtração Direta Ascendente - FDA é a tecnologia mais utilizada, respondendo por cerca de 80 % dos sistemas implantados, apesar da mesma não apresentar a eficiência necessária ao tratamento da água bruta disponível na grande maioria das comunidades.

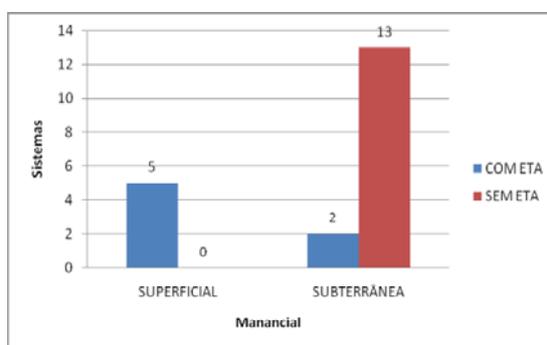


Figura 2a – Tipo de manancial e disponibilidade de ETA nos sistemas operados pelo SISAR visitados.

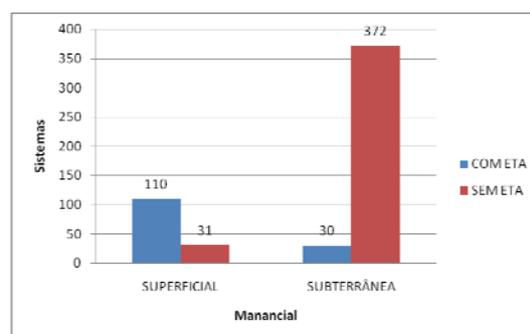


Figura 2b – Tipo de manancial e disponibilidade de ETA em todos os sistemas operados pelo SISAR .

Qualidade da água

Foram analisados os laudos físico-químicos de água bruta registrados no Projeto São José ao longo de 5 anos e confirmou-se o que havia sido constatado nas visitas. Os parâmetros que mais ultrapassaram os padrões de potabilidade (Ministério

da Saúde, 2011) e apresentaram problemas de tratabilidade foram cor, turbidez, ferro, manganês e cloretos.

Águas contendo cloretos em excesso exige um tratamento mais complexo, com membranas por exemplo, tornando o processo inviável do ponto de vista econômico e tecnológico para uma comunidade rural dentro do sistema SISAR. Com essa premissa, a concentração de cloretos foi adotada como parâmetro de exclusão do manancial no modelo de seleção de tecnologia. Como forma de fortalecer o coeficiente de segurança da água, foi sugerido por técnicos do SISAR, que os parâmetros nitrato, nitrito, amônia e dureza também fossem incluídos como critérios de exclusão (Tabela 2), apesar de não terem apresentado problema nos laudos de qualidade de água investigados. Os valores adotados para cada parâmetro obedeceram os limites da portaria MS 2914 (Ministério da Saúde, 2011), com exceção do fluoreto, para o qual é adotado um valor menor que o da portaria devido aos padrões de consumo de água da região. Assim, por exemplo, se a vazão necessária for maior que $15 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, este modelo não poderá ser adotado.

Tabela 2 – Valores limites para aceitação do manancial a ser utilizado no modelo decisório.

Critérios de Exclusão	Valores limites
Vazão	$\leq 15 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$
Fluoreto	$\leq 0,7 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$
Cloreto	$\leq 250 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$
Dureza Total	$\leq 500 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$
Nitrito	$\leq 1 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$
Amônia	$\leq 1,5 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$
Nitrato	$\leq 10 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$
pH	$6 \leq \text{pH} \leq 9,5$

Já parâmetros como turbidez, cor, densidade algal, ferro e manganês, por serem relativamente de fácil remoção com as tecnologias de tratamento convencionais, foram escolhidos como critérios de seleção de tecnologia, juntamente com a vazão. Vale lembrar que a vazão também é um critério de exclusão quando acima de $15 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$.

A tecnologia escolhida para remoção de ferro, OFA, que consiste de oxidação química seguida de uma filtração rápida ascendente, segundo Ponte et al. (2011) é capaz de remover até $5 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ deste metal sem comprometer a operacionalidade do filtro ascendente. Acima de $5 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, segundo os mesmos autores, deve-se utilizar a tecnologia de Ciclo Completo. Com relação aos outros critérios de

seleção para mananciais superficiais lênticos (cor, turbidez e densidade algal) buscou-se seguir as orientações de Kawamura (2000) para selecionar a tecnologia adequada conforme Tabela 3.

Tabela 3 – Critérios de seleção para mananciais lênticos utilizados no modelo.

Característica	C. Completo	Dupla Filtração	Filtração Direta
Turbidez (uT)	< 3.000	< 50	< 20
Cor Aparente (uC)	< 1.000	< 50	< 20
Densidade Algal (UPA.mL ⁻¹)	< 100.000	< 5.000	< 1.000

Fonte: Adaptado de Kawamura (2000).

O modelo conceitual simplificado

O processo de seleção de tecnologia, observado na Figura 3, é iniciado com a análise dos critérios de exclusão, resumidos na Tabela 2. Estando todos os critérios de exclusão dentro dos limites estabelecidos, passa-se à próxima etapa.

Seleciona-se então o manancial, subterrâneo ou superficial. Se superficial, escolhe-se entre lêntico ou lótico. Se lótico, as ETAs de números 10, 11 e 12 são escolhidas de acordo com a vazão. As ETAs de números 10, 11 e 12 são unidades de Ciclo Completo – CC, com capacidade de até $5 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, entre 5 e $10 \text{ m}^3/\text{h}$ e entre 10 e $15 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ respectivamente. O motivo da escolha direta, sem a análise prévia dos critérios de seleção (cor, turbidez e conteúdo algal), deve-se ao fato de que os rios no Estado do Ceará, em sua quase totalidade, apresentam elevada turbidez e cor devido ao carreamento de material alóctone durante o período chuvoso, principalmente material argilo-siltoso. Assim, deve-se dimensionar os sistemas de tratamento para o cenário mais desfavorável do ciclo anual.

Se lêntico (geralmente açudes ou lagoas costeiras) passa-se a analisar os critérios de seleção (cor, turbidez e conteúdo algal) de acordo com os parâmetros definidos na Figura 2. Neste momento, ao analisar esses três critérios, deve-se observar se entre um parâmetro ou outros tem-se a palavra **E** ou **OU**. Por exemplo, se T (turbidez) é menor que 20 uT **E** C (cor) é menor que 20 uC **E** Algas (conteúdo algal) é menor que 1000 UPA.mL⁻¹ significa que, para se escolher esta opção ou caminho no fluxograma é necessário que todos os parâmetros estejam abaixo dos limites estabelecidos. A partir daí seleciona-se então o padrão estabelecido entre as ETAs

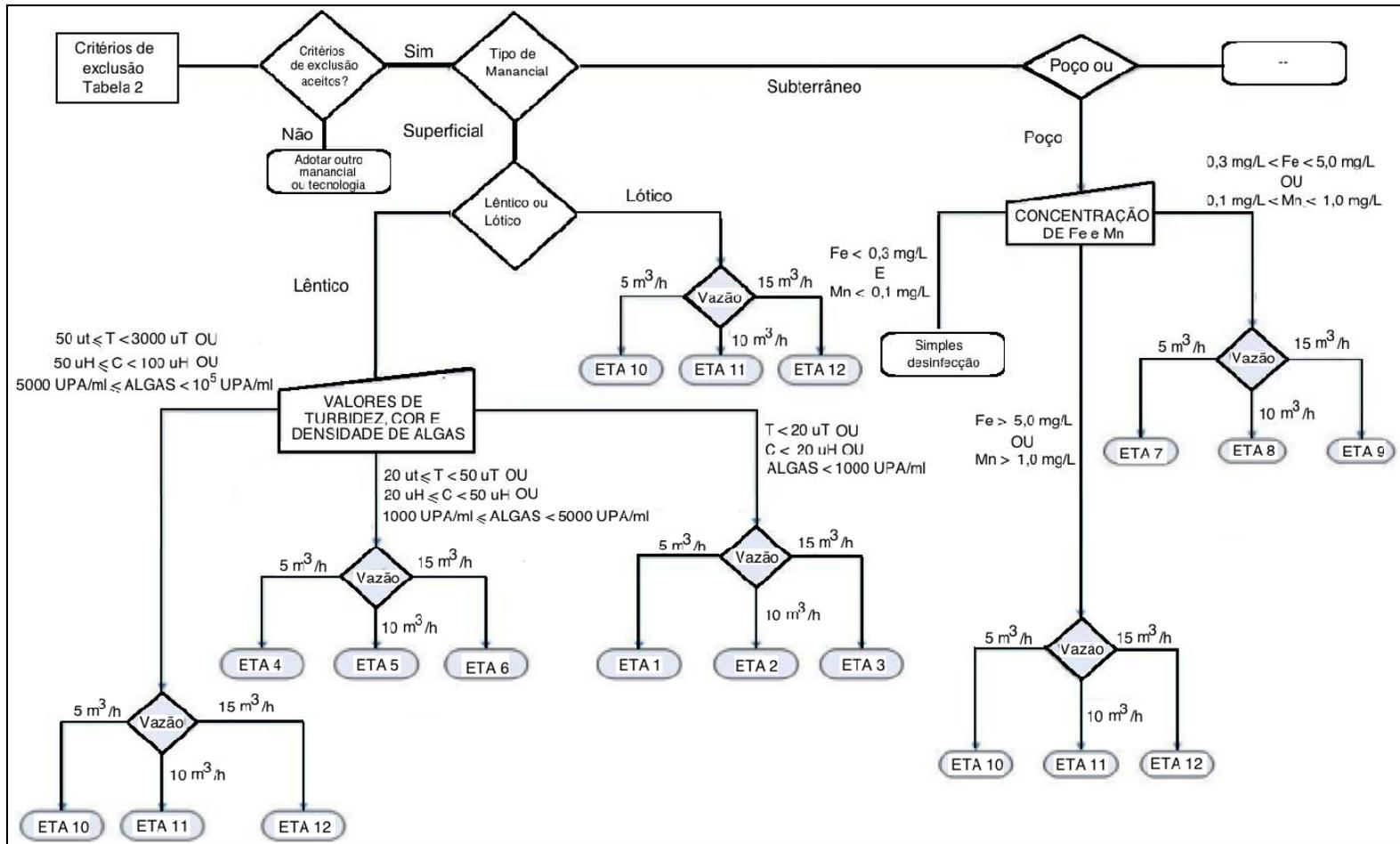


Figura 3 – Esquema geral do modelo de decisão simplificado, representado pelo diagrama de blocos

1 a 3 conforme a vazão do sistema. Caso contrário, deve-se tentar outro caminho.

No caso de manancial subterrâneo, os critérios de seleção são a concentração de ferro e manganês. Caso a concentração de ferro seja menor ou igual a $0,3 \text{ mg.L}^{-1}$ e a de manganês menor ou igual a $0,1 \text{ mg.L}^{-1}$ o tratamento deverá ser uma simples desinfecção, caso contrário, utiliza-se os critérios apresentados na Figura 3 e, dependendo da vazão, escolhe-se entre as ETAs 7 a 12.

Projetos de estações de tratamento de água

Utilizou-se de quatro tecnologias de tratamento de água e três vazões diferentes (até $5 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$, entre 5 e $10 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$ e entre 10 e $15 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$) dentro do escopo do Projeto São José. Tecnologias com operações unitárias complexas, como a flotação, não foram adotadas no modelo já que são econômica e tecnicamente inviáveis para as comunidades abordadas neste trabalho.

Tabela 4 – Nomeclatura adotada para os projetos padrões obtidos como solução do modelo por tipo de tecnologia e vazão.

Tecnologia de Tratamento	Nomeclatura	Vazão ($\text{m}^3.\text{h}^{-1}$)
Filtração Direta Ascendente - FDA	ETA 1	5
	ETA 2	10
	ETA 3	15
	ETA 4	5
Dupla Filtração - DF	ETA 5	10
	ETA 6	15
	ETA 10	5
Ciclo Completo - CC	ETA 11	10
	ETA 12	15
Oxidação seguida de Filtração Ascendente, OFA	ETA 7	5
	ETA 8	10
	ETA 9	15

O modelo simplificado tem como resposta plantas em CAD no formato A-3, memoriais de cálculos hidráulicos, memoriais descritivos e um pré-dimensionamento de bombas para lavagem dos filtros das ETAs, ilustradas na Tabela 4 e disponíveis mediante requerimento à Gerência de Pesquisa e Desenvolvimento da Companhia de Água e Esgotos do Ceará - CAGECE. As ETAs foram projetadas seguindo as orientações da NBR 12216 (ABNT, 1992), dos autores Di Bernardo (2003), Di Bernardo & Dantas (2005), Libânio (2008), Richter (1995), Via-

na (2002) e de critérios da Gerência de Projetos da CAGECE.

CONCLUSÕES

Foi possível identificar que os principais problemas de qualidade de água bruta podem ser resumidos em: elevadas concentrações de cloretos, ferro e manganês em águas subterrâneas e cor e turbidez em mananciais superficiais. Os parâmetros cor e turbidez tanto nos mananciais lóticos como lânticos variam significativamente entre as duas estações do ano (quadra chuvosa e seca) por diferentes agentes; conteúdo algal nos corpos lânticos e materiais particulados, principalmente argilo-siltoso, nos corpos lóticos.

Todas as comunidades visitadas que captam água em mananciais de superfície são equipadas com estações de tratamento contra apenas 88% de todos os sistemas operados pelo SISAR. Já sistemas abastecidos por mananciais subterrâneos, apenas 13,33% dos visitados são equipados com ETAs contra 7,5 % quando se analisa todos os sistemas. A Filtração Direta Ascendente - FDA é a tecnologia mais utilizada, cerca de 80 % de todos os sistemas operados pelo SISAR. Percebeu-se que existe uma idéia errônea sobre a ampla aplicabilidade da FDA, o que vem causando problemas na qualidade de água tratada, elevados custos operacionais e até desmobilização da ETA.

Os critérios de exclusão: vazão, fluoreto, cloreto, dureza, nitrito, amônia, nitrato e pH foram estabelecidos levando-se em consideração a capacidade de tratamento de sistemas de baixa tecnologia escolhidos para compor o modelo. Os critérios de seleção adotados para mananciais superficiais foram: tipo de manancial (lótico ou lântico), cor, turbidez e densidade algal. Já para os mananciais subterrâneos optou-se pelas concentrações de ferro e manganês. Ambos os critérios foram escolhidos levando-se em consideração os problemas encontrados na etapa de investigação da qualidade de água nos sistemas operados pelo SISAR.

Um modelo conceitual decisório para seleção da tecnologia de tratamento foi desenvolvido tendo como premissa a manutenção da simplicidade de uso bem como a sustentabilidade dos sistemas de tratamento de água do ponto de vista técnico e econômico. A resposta do modelo são doze projetos executivos de estações de tratamento padronizadas contendo memorial de cálculo, memorial descritivo

e plantas com detalhamento (disponíveis mediante solicitação à CAGECE/SISAR). Apesar da simplicidade, o modelo não almeja excluir por completo o suporte dos profissionais da área nem o discernimento técnico quando avaliando as limitações do modelo e a diversidade das águas disponíveis.

AGRADECIMENTOS

À Companhia de Água e Esgoto do Estado do Ceará (CAGECE) pelo apoio financeiro e técnico usados na pesquisa, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pela bolsa de mestrado e à Universidade Federal do Ceará pela infraestrutura disponível e apoio acadêmico

REFERÊNCIAS

- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS – ABNT: NBR 12216/92. Projeto de estação de tratamento de água para abastecimento público. Abril. 18 p.1992.
- APHA. Standard Methods for Examination of Water and Wastewater, 21st Ed. Washington, 2005
- BASTOS, F. P. Tratamento de água de chuva através de filtração lenta e desinfecção UV. 135 f. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2007.
- DI BERNARDO, L. Filtração direta aplicada a pequenas comunidades. PROSAB, 2003.
- DI BERNARDO, L; DANTAS, A. D. B. Métodos e técnicas de tratamento de água. vol. 1. ed. São Carlos: RiMa, 2005.
- FERREIRA, G. R. A. M.; DA LUZ, L. D.; NASCIMENTO, I. A. Avaliação Ecotoxicológica em Corpos D'água: Um Estudo de Caso do Açude do Polo Petroquímico de Camaçari, Bahia. Revista Brasileira de Recursos Hídricos v. 15, n.3, p. 33-44, 2010.
- FRANZEN, M.; CYBIS, L. F. A.; MERTEN, G. H. Circulação da Água Hipolimnética no Reservatório Divisa do Sistema Salto (RS). Revista Brasileira de Recursos Hídricos. V. 16, n.4, p. 41 48, 2011.
- LIBÂNIO, M. Fundamentos de qualidade e tratamento de água. 2. ed. Campinas: Átomo, 2008.
- KAWAMURA, S. Integrated design and operation of water treatment facilities. 2 Ed. New York: John Wiley & Sons, 2000, 691p.
- MAGALHÃES, JR.; NETTO, O. M. C; NASCIMENTO; N. O. Os indicadores como instrumentos potenciais de gestão das águas no atual contexto legal-institucional do Brasil – Resultados de um painel de especialistas. Revista Brasileira de Recursos Hídricos.v. 8, n. 4, p. 53-58, 2003.
- MINISTÉRIO DA SAÚDE, PORTARIA Nº 2914, de 14 de Dezembro de 2011. Padrão de Potabilidade. Ministério da Saúde. – (MS 2914, 2011).
- PAZ, L. P. S. Modelo Conceitual de seleção de tecnologias de tratamento de água para abastecimento de comunidade de pequeno porte. 398 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Carlos, 2007.
- PAZ, L.P.S.; DI BERNARDO. Seleção de tecnologias de tratamento de água em função do tratamento, aproveitamento e disposição dos resíduos gerados nas etas. Revista AIDIS. Vol. 1, No. 3, 2007.
- PONTE, F.V.G.; CAPELO NETO, J. E SALES, M.V. Estudo da aplicabilidade da filtração ascendente no tratamento de água do semi-árido com altas concentrações de ferro. 26º Congresso Brasileiro de Engenharia Sanitária e Ambiental Porto Alegre, RS, 2011.
- RICHTER, C. A. Tratamento de Água – Tecnologia Atualizada. Editora Edgard Blucher. 1995.
- VIANA, M. R. Hidráulica Aplicada às Estações de Tratamento de água. 4.ed. Belo Horizonte. Imprimatur. 2002.
- VIEIRA, P. M. S.; STUDART, T. M. C. Proposta Metodológica para o Desenvolvimento de um Índice de Sustentabilidade Hidro- Ambiental de Áreas Serranas no Semiárido Brasileiro - Estudo de Caso: Maciço de Baturité, Ceará. Revista Brasileirande Recursos Hídricos v. 14, p. 125-136, 2009.

Decision Model For Selection Of Water Treatment Technologies In Semi-arid Rural Communities

ABSTRACT

Water treatment in rural communities is still very deficient in the Ceará semiarid region despite its rapid economic development. In addition to the poor quality of raw water available (Vieira & Studart, 2009), technical management of rural sanitation needs to improve. SISAR and Projeto São José, which deal with this issue in the state, lack selection criteria and standardized water treatment plant projects to reduce error when it comes to technology and sizing. For instance, about 80% of all SISAR systems use DAF, often without the required efficiency. Exclusion and selection criteria were defined leading to the selection of the best treatment technology such as Full Cycle, Ascending Direct Filtration, Double Filtration and Oxidation followed by Ascending Direct Filtration depending on the type of water source and water quality parameters. A model was developed using a few water quality parameters such as turbidity, color and algal density providing twelve different standardized projects of Water Treatment Plants for flows of 5, 10 and 15 m³.h⁻¹.as a possible response.

Keywords: Selection of Technologies. Water treatment. Rural Sanitation.

Análise de Tendências e Padrões de Variação das Séries Históricas de Vazões do Operador Nacional do Sistema (ONS)

Bruno Costa Castro Alves*, Francisco de Assis de Souza Filho*, Cleiton da Silva Silveira*

brunocastroalves@ymail.com; cleitonsilveira16@yahoo.com.br

Recebido: 09/06/11 - revisado: 05/12/11 - aceito: 06/08/13

RESUMO

Este estudo tem por objetivo avaliar as possíveis tendências em séries históricas de vazões nos postos do Operador Nacional do Sistema (ONS). Para tanto, foram utilizados os métodos clássicos (média e mediana móvel, regressão linear e regressão local Lowess e Mann-Kendall-Sen), a análise da transformada em ondeletas (Wavelet) e estudo de cheias. Os resultados mostraram uma tendência positiva nas vazões dos postos das regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, e negativa nas dos postos do Nordeste. Identificou-se, ainda, na maioria dos postos analisados, uma correlação positiva entre o índice de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e as mudanças de patamar de vazões máximas, e uma correlação negativa entre o Índice de Oscilação Sul (IOS) e as mudanças de patamar de vazões máximas.

Palavras-chave: Estudos de séries temporais. Recursos hídricos. Vazão de água.

INTRODUÇÃO

A análise de tendências em séries temporais de vazão é extremamente importante para a gestão dos recursos hídricos. Geralmente, os sistemas de recursos hídricos são projetados e operados a partir da hipótese da estacionariedade estatística das séries históricas. Entretanto, essa suposição pode ser inválida no contexto da variabilidade climática decadal e das mudanças no uso e ocupação do solo. A hipótese da estacionariedade das séries deve ser verificada, e, nos sistemas de recursos hídricos em que ela não for válida, devem ser avaliados os possíveis impactos oriundos da não-estacionariedade.

O setor elétrico brasileiro possui uma capacidade instalada de empreendimentos em operação de 125.252.000 MW, sendo que 82.345.591 MW (65,7%) correspondem ao setor hidroelétrico (ANEEL, [2012]). A hegemonia da hidroeletricidade na matriz de energia elétrica brasileira impõe cautelosa análise do regime fluvial e seus padrões de variação temporal, haja vista o significativo impacto que essas variações podem produzir na oferta de energia e, conseqüentemente, em toda a economia nacional.

Diversos autores avaliaram a tendência na precipitação total no Brasil para séries observadas durante o século XX. Por exemplo, Haylock et al. (2006) fizeram uma análise da precipitação sobre a América do Sul, e observaram uma tendência de aumento do total anual de chuvas sobre o Nordeste do Brasil (NEB). O estudo realizado por Santos e Britto (2007), utilizando índices de extremos climáticos e correlacionando-os com as anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) também mostraram uma tendência de aumento da precipitação total anual nos territórios da Paraíba e do Rio Grande do Norte. Costa dos Santos et al. (2009) identificaram tendências de aumento de precipitação para o território do Ceará.

Segundo Marengo e Valverde (2007), na Amazônia não foram verificadas tendências significativas nas chuvas ou vazões, ainda que o desmatamento tenha aumentado significativamente nos últimos 20 anos. Observaram-se algumas mudanças sistemáticas de chuvas e dos componentes do balanço hidrológico desde o biênio 1975-1976, o que pode associar-se mais a mudanças decenais com períodos de 20-30 anos do que a uma tendência sistemática unidirecional de queda ou aumento de longo prazo (COSTA; FOLEY, 1999; CURTIS; HASTENRATH, 1999; DIAS DE PAIVA; CLARKE, 1995; MARENGO et al., 2004; MARENGO et al., 2001).

O Rio Prata-Paraná apresentou uma tendência de queda nas vazões no período de 1901 a 1970 e um aumento sistemático desde o início dos

*Universidade Federal do Ceará (UFC)

anos 1970 até o presente, consistente com o aumento das precipitações observado (HULME; SHEARD, 1999). A bacia do Rio Paraná, que drena os estados do Sul e parte do Paraguai, tem apresentado um considerável aumento de vazão nas últimas décadas. A região do Pantanal também faz parte dessa bacia, de modo que qualquer alteração na vazão dos rios mencionados tem implicações diretas na capacidade de armazenamento desse enorme reservatório natural. As vazões aumentaram aproximadamente 15% desde a década de 1960, sendo essa elevação consistente com os crescentes valores da precipitação observados na bacia (BARROS; CASTANEDA; DOYLE, 1999; GARCIA; VARGAS, 1998; MARENGO; TOMASELLA; UVO, 1998; MARENGO, 2009).

Entretanto, tais tendências podem estar associadas não só a mudanças climáticas e/ou alterações no uso do solo, mas também a flutuações naturais dessa grandeza que tem ocorrido naturalmente durante milhões de anos, ou, por vezes, mais bruscamente, em décadas ou anos.

Estudos sobre variabilidade e mudanças no clima possibilitaram observar que as variações do regime de chuvas apresentam maiores sinais de ciclos interdecadais do que tendências de aumento ou redução de precipitações sobre o NEB (MARENGO; VALVERDE, 2007). Segundo Marengo e Valverde (2007), as precipitações e as vazões fluviais na Amazônia e no Nordeste apresentam uma variabilidade nas escalas interanual e interdecadal mais importante do que tendências de aumento ou redução. Essa variabilidade está associada a padrões de variação da mesma escala de tempo nos oceanos Atlântico Pacífico (GRIMM; FERRAZ; DOYLE., 2000; KANE, 1992; NOBRE; SHUKLA, 1996), como a variabilidade interanual associada ao El Niño, à Oscilação Sul, ao Enso, ou à Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), à Oscilação do Atlântico (OAN) e à variabilidade do Atlântico Tropical e do Atlântico Sul (MARENGO; VALVERDE, 2007).

Alguns estudos mostram ainda a não-estacionariedade de séries temporais, como por exemplo o de Muller, Kruger e Kaviski (1998), que, ao analisar a série histórica de vazões da bacia do Rio Paraná, destacou que: (1) as séries de vazões naturais dos rios Tietê, Paranapanema e Paraná (a jusante do Rio Grande) não são estacionárias, apresentando aumento de vazões médias após o ano 1970; (2) a taxa de aumento das vazões médias cresce de montante para jusante; (3) os postos pluviométricos nas bacias dos rios Grande, Tietê e Paranapanema também apresentam não-estacionariedade; e (4) somente a bacia do Rio Paranaíba manteve a

estacionariedade de vazões para todo o período de análise.

A não-estacionariedade das séries de vazões pode estar associada às forçantes climáticas e não climáticas. A influência das forçantes climáticas globais sobre as variáveis hidrológicas em uma bacia hidrográfica encontra uma ampla documentação na literatura. Diversos estudos (KAYANO et al., 1988; KOUSKY; CAVALCANTI, 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987, 1989) mostram que as condições de temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico na região do El Niño influenciam, através da circulação de Walker (WALKER, 1928), o regime hidrológico do Nordeste e do Sul do Brasil e do Leste da Amazônia. O Oceano Atlântico, também, influencia o regime de precipitações, notadamente no Nordeste do Brasil (MOURA; SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991).

A análise da não-estacionariedade das séries hidrológicas demanda informações sobre tendências e padrões de variação de baixa frequência do clima (décadas a séculos). O clima das próximas décadas depende tanto de variações climáticas naturais como das forças antropogênicas. Previsões climáticas decadais devem tentar cobrir a lacuna entre a previsão sazonal/interanual com prazos de dois anos ou menos e projeções de mudanças climáticas de um século à frente (CANE, 2010). Não há nenhuma teoria amplamente aceita para esse tipo de previsão, nem se sabe se a sua evolução passada é a chave para seu futuro (CANE, 2010). Entretanto, como a extensão de registros tem aumentado, os hidrólogos tomaram consciência da estrutura de baixa frequência do clima (por exemplo, oscilações Enso, ODP e OAN) e têm procurado desenvolver cenários de vazões considerando essa variabilidade (DETTINGER; GHIL; KEPPENE, 1995; GHIL; VAUTARD, 1991; KEPPENE; GHIL, 1992; KEPPENE; LALL, 1996; KWON; LALL; KHALIL, 2007; LALL; MANN, 1995; MANN; PARK, 1994, 1996; SOUZA FILHO; LALL; PORTO, 2008).

Este artigo se propõe a analisar as tendências e os padrões de variação das séries históricas de vazões naturalizadas médias mensais e de vazões naturalizadas diárias, disponibilizadas pelo ONS. Este estudo utiliza métodos clássicos de detecção de tendências e propõe uma metodologia baseada na análise da transformada em ondeletas, para identificar tendências e padrões de variação das séries de vazões. De forma complementar, é analisada a cheia de recorrência centenária, para se verificar se os eventos extremos possuem os mesmos padrões de variação de baixa frequência do escoamento médio. Finalmente procura-se identificar se a variabilidade

de alta frequência observada está associada a algum processo climático.

METODOLOGIA

A metodologia empregada no presente estudo é descrita neste tópico em três momentos. Inicialmente descreve-se como foi feita a análise de tendência e variabilidade pelo método clássico e com auxílio da análise da transformada em ondeletas. Em seguida, é descrito o método de cálculo das vazões extremas; e, finalmente, são apresentados alguns processos climáticos e índices a eles associados, com vistas à identificação de similaridade no padrão de ocorrência dos mesmos e das vazões.

As séries históricas de vazões são disponibilizadas pelo ONS (2011). Foram analisadas as vazões médias anuais e vazões máximas diárias anuais dessas séries. A mesma metodologia foi aplicada em 192 postos, no caso das vazões médias, e em 143 postos, no caso das vazões máximas, em todas as regiões do Brasil. O quadro 1 apresenta a relação dos postos analisados.

As técnicas estatísticas mais utilizadas para a análise de tendência de séries hidrológicas são o teste de Mann-Kendall com o método de Sen e o de Regressão Linear, como afirmam Alexandre, Baptista e Naghettini (2010). Além dessas, foram utilizadas a Regressão Local Lowess (LOcally WEighted Scatterplot Smoothing), as médias e medianas móveis de 10 anos das vazões médias anuais e a análise da transformada em ondeletas.

Adicionalmente, procedeu-se a uma análise das vazões de extremos utilizando-se a distribuição de Gumbel ajustada a uma janela móvel na série de 10 anos, com vistas à detecção dos padrões de variabilidade ou mudança.

Avaliação de tendências

Quanto à abordagem, as metodologias de avaliação de tendência/variabilidade podem ser distribuídas em dois grupos: Métodos Clássicos e Métodos Modernos.

Neste estudo, foram utilizados os seguintes métodos clássicos: média móvel, mediana móvel, Regressão Linear, Mann-Kendall-Sen e Regressão Local Lowess. Dentre os métodos modernos, utilizou-se a análise da transformada em ondeletas (*wavelets*).

Métodos clássicos

Os testes estatísticos podem ser classificados em paramétricos e não-paramétricos (NAGHETTINI; PINTO, 2007). Os testes paramétricos se baseiam na hipótese de que os dados amostrais foram obtidos a partir de uma população cuja distribuição seja conhecida ou previamente especificada. Já os testes não-paramétricos não requerem a especificação do modelo distributivo da população, sendo formulados com base nas características da amostra. Segundo Xu, Takeuchi e Ishidaira (2003), os testes não-paramétricos são mais robustos.

Ainda segundo Xu, Takeuchi e Ishidaira (2003), a utilização de testes paramétricos e não-paramétricos depende das características dos dados em que se está trabalhando.

Para representar a série de vazões em uma janela temporal, foram utilizadas duas medidas de tendência central: a média e a mediana. Diferentemente da média, a mediana é pouco influenciada pelos valores extremos (*outliers*). A média e a mediana móvel foram aplicadas a uma janela temporal de 10 anos, de forma a verificar padrões de variabilidade multidecadais (baixa frequência) das séries de vazões.

Outra técnica utilizada para a estimativa de tendência foi a regressão linear. Nesse caso, o modelo de regressão linear dado pela Equação (1) é ajustado à série histórica (HELSEL; HIRSCH, 2002), e o valor de β_1 representa o valor da tendência. Como recomendado por Naghettini e Pinto (2007), utilizou-se o método dos mínimos quadrados para o ajuste da regressão. Para o teste de hipótese do coeficiente β_1 , a hipótese nula H_0 ocorre na ausência de tendência na série histórica, e a hipótese não nula (H_1) ocorre quando existe uma tendência na série, segundo Xu, Takeuchi e Ishidaira (2003).

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + \varepsilon_i \quad (1)$$

Para $i = 1, 2, 3, \dots, n$.

Onde: y_i é a i -ésima observação da variável dependente; x_i é a i -ésima observação da variável independente; β_0 é a interceptador; β_1 é a inclinação; ε_i é o erro aleatório ou residual para a i -ésima observação; e n é o tamanho da amostra.

O erro ε_i representa a variabilidade de y não explicada por x , que nesse modelo possui média igual a zero e variância (σ^2) constante.

A regressão linear tem o inconveniente de o valor calculado para a tendência β_1 poder ser significativamente influenciado pelos valores iniciais e

Quadro 1 – Postos do Operador Nacional do Sistema (ONS) Analisados

Nome do Posto (Código do Posto)		
CAMARGOS (1)	SALTO PILÃO (101)	CAMPOS NOVOS (216)
ITUTINGA (2)	SÃO JOSÉ (102)	MACHADINHO (217)
FURNAS (6)	PASSO SÃO JOÃO (103)	MONJOLINHO (220)
MASCARENHAS DE MORAES (7)	TRAIÇÃO (104)	SALTO CAXIAS (222)
ESTREITO (8)	PEDREIRA (109)	BARRA BONITA (237)
JAGUARA (9)	ERNESTINA (110)	A.S. LIMA (238)
IGARAPAVA (10)	PASSO REAL (111)	IBITINGA (239)
VOLTA GRANDE (11)	JACUÍ (112)	PROMISSÃO (240)
PORTO COLÔMBIA (12)	ITAUBA (113)	SALTO VERDINHO (241)
CACONDE (14)	DONA FRANCISCA (114)	NOVA AVANHANDAVA (242)
EUCLIDES DA CUNHA (15)	GOVERNADOR PARIGOT DE SOUZA (115)	TRÊS IRMÃOS (245)
A.S.OLIVEIRA (16)	PEDRAS (116)	ILHA SOLTEIRA EQUIVALENTE (244)
MARIMBONDO (17)	GUARAPIRANGA (117)	JUPIÁ (245)
ÁGUA VERMELHA (18)	BILLINGS (118)	PORTO PRIMAVERA (246)
BATALHA (22)	BILLINGS+PEDRAS (119)	CAÇU (247)
CORUMBÁ III (23)	JAGUARI (120)	BARRA DOS COQUEIROS (248)
EMBORCAÇÃO (24)	PARAIBUNA (121)	OURINHOS (249)
NOVA PONTE (25)	SANTA BRANCA (122)	SERRA DO FACÃO (251)
CAPIM BRANCO II (28)	FUNIL (123)	SÃO SALVADOR (253)
ITUMBIARA (31)	STA CECILIA (125)	PEDRA DO CAVALO (254)
CACHOEIRA DOURADA (32)	SIMPLÍCIO (127)	IRAPÉ (255)
SÃO SIMÃO (33)	SIMPLÍCIO (129)	PEIXE ANGICAL (257)
ILHA SOLTEIRA (34)	ILHA DOS POMBOS (130)	MURTA (258)
BARRA BONITA ARTIFICIAL (37)	NILO PEÇANHA ARTIFICIAL (131)	ITIQUIRA I e II (259)
A.S. LIMA ARTIFICIAL (38)	LAJES ARTIFICIAL (132)	FOZ DO RIO CLARO (261)
IBITINGA ARTIFICIAL (39)	SALTO GRANDE (134)	GUILMAN-AMORIM (262)
PROMISSÃO ARTIFICIAL (40)	BAGUARI (141)	PORTO ESTRELA (263)
NOVA AVANHANDAVA ARTIFICIAL (42)	MASCARENHAS (144)	ITAIPU (266)
TRÊS IRMÃOS ARTIFICIAL (43)	RODONON 2 (145)	BAÚ I (267)
ILHA SOLTEIRA EQUIVALENTE ARTIFICIAL (44)	AIMORÉS (148)	BALBINA (269)
JUPIÁ ARTIFICIAL (45)	CANDONGA (149)	SERRA DA MESA (270)
PORTO PRIMAVERA ARTIFICIAL (46)	SÃO DOMINGOS (154)	ESTREITO TOCANTINS (271)
A.A. LAYDNER (47)	RETIRO BAIXO (155)	LAJEADO (273)
PIRAJU (48)	TRÊS MARIAS (156)	SERRA QUEBRADA (274)
CHAVANTES (49)	QUEIMADO (158)	TUCURUI (275)
LUCAS NOGUEIRA GARCEZ (50)	ALTO TIETÊ (160)	SANTA ISABEL (276)
CANOAIS II (51)	EDGARD DE SOUZA COM TRIBUTÁRIOS (161)	CURUÁ-UNA (277)
CANOAIS I (52)	EDGARD DE SOUZA SEM TRIBUTÁRIOS (164)	MANSO (278)
MAUÁ (57)	SOBRADINHO INCREMENTAL (168)	SAMUEL (279)
SÃO JERÔNIMO (58)	SOBRADINHO (169)	COARACY NUNES (280)
CAPIVARA (61)	ITAPARICA (172)	PONTE DE PEDRA (281)
TAQUARUÇU (62)	MOXOTÓ (173)	OLHO D'ÁGUA (282)
ROSANA (63)	PAULO AFONSO (175)	SANTA CLARA MG (283)
SALTO GRANDE CHOPIM (65)	COMPLEXO PAULO AFONSO/MOXOTÓ (176)	14 DE JULHO (284)
ITAIPU ARTIFICIAL (66)	XINGÓ (178)	JIRAU (285)
DESVIO JORDÃO ARTIFICIAL (70)	ANTÔNIO DIAS + SÁ CARVALHO (183)	QUEBRA QUEIXO (286)
SANTA CLARA PR (71)	COUTO MAGALHÃES (187)	SANTO ANTONIO (287)
FUNDÃO (72)	ITAPEBI (188)	ITUMIRIM (289)
DESVIO JORDAO (73)	BOA ESPERANÇA (190)	DARDANELOS (291)
FOZ DO AREIA (74)	CANA BRAVA (191)	SALTO (294)
[SEGREDO + DESVIO] ARTIFICIAL (75)	ROSAL (196)	JAURU (295)
SEGREDO (76)	PICADA (197)	GUAPORÉ (296)
SALTO SANTIAGO (77)	SOBRAGI (198)	SANTA CECÍLIA BOMBEAMENTO (298)
SALTO OSORIO (78)	ITAOCARA (199)	ILHA DOS POMBOS ARTIFICIAL (299)
SÃO JOÃO (80)	TOCOS (201)	POSTO NULO (300)
BAIXO IGUAÇU (81)	LAJES/P.PASSOS/FONTES NOVA (202)	FONTES ARTIFICIAL (303)
CACHOEIRINHA (83)	SANTANA (203)	SANTANA VERTIMENTO (304)
ITÁ (92)	CORUMBÁ IV (205)	PEREIRA PASSOS ARTIFICIAL (306)
PASSO FUNDO (93)	MIRANDA (206)	ITAGUAÇU (313)
FOZ DO CHAPECÓ (94)	CAPIM BRANCO I (207)	SANTANA ARTIFICIAL (315)
MONTE CLARO (97)	CORUMBÁ I (209)	VIGARIO ARTIFICIAL (316)
CASTRO ALVES (98)	FUNIL-GRANDE (211)	TOCOS VERTIMENTO (317)
ESPORA (99)	PAI QUERÉ (213)	HENRY BORDEN ARTIFICIAL (318)
CUBATÃO-SUL (100)	BARRA GRANDE (215)	BILLINGS ARTIFICIAL (319)

finais da série, podendo-se identificar tendências onde há flutuações. Uma forma de corrigir esse problema é a utilização do método não-paramétrico desenvolvido por Sen (1968 apud KAHYA; KALAYCI, 2004) para o cálculo da declividade (mudança por unidade de tempo) da série temporal.

No método de Sen são computadas as declividades de N pares de dados, através da equação (2):

$$Q_i = \frac{(x_j - x_k)}{(j - k)} \quad (2)$$

Para $i = 1, 2, 3, \dots, N$.

Onde: x_j e x_k são os valores de x nos períodos j e k , com $j > k$. A mediana dos N valores de Q_i será a declividade de Sen. Se houver apenas uma referência em cada período de tempo, então o número de pares de dados pode ser estimado pela equação (3).

$$N = \frac{n(n-1)}{2} \quad (3)$$

Onde: n é o tamanho da série. Se N for ímpar, a declividade de Sen será:

$$Q_{mediana} = Q_{(N+1)/2} \quad (4)$$

Se N for par, a declividade de Sen será:

$$Q_{mediana} = \frac{[Q_{(N)/2} + Q_{(N+2)/2}]}{2} \quad (5)$$

O valor de $Q_{mediana}$ é então testado através de um teste bicaudal com grau de confiança de $100(1 - a) \%$, sendo a declividade estimada obtida por meio de um teste não-paramétrico (KAHYA; KALAYCI, 2004).

O teste de tendência de Mann-Kendall (KENDALL, 1975; KENDALL; GIBBONS, 1990; MANN, 1945) é um dos mais utilizados na avaliação de tendências de séries históricas naturais que se distanciam da distribuição normal, como a de qualidade da água, vazões, temperatura e precipitação (HAMED, 2009).

No teste de Mann-Kendall, também conhecido por *Kendall's tau* (KAHYA; KALAYCI, 2004), assume-se que os dados estão aleatoriamente distribuídos, como é o caso das séries históricas naturais.

O teste estatístico de Mann-Kendall, S , é aplicado para um grande número de diferentes ordenações (permutações) aleatórias do conjunto de dados. O teste estatístico para os dados originais é, então, comparado com a distribuição do teste

estatístico obtido dos dados permutados, obtendo-se o nível de significância para essa distribuição. A lógica por trás dessa abordagem é que no caso da hipótese nula, ou seja, de não existir uma tendência no conjunto de dados, cada ordenamento dos dados é igualmente provável. O teste estatístico é dado por (BURN *et al.*, 2002):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n Sgn(x_j - x_i) \quad (6)$$

Onde: x_i e x_j são valores sequenciais; n é o tamanho da série; e Sgn é a função sinal, dada por (BURN *et al.*, 2002):

$$Sgn(x) = \begin{cases} +1 & \text{se } x > 0 \\ 0 & \text{se } x = 0 \\ -1 & \text{se } x < 0 \end{cases} \quad (7)$$

O teste de Mann-Kendall possui dois parâmetros importantes para a análise de tendência: o nível de significância a e a declividade β (BURN; ELNUR, 2002).

A declividade β é determinada por:

$$\beta = \text{Mediana} \left[\frac{(x - x_i)}{(j - i)} \right] \quad (8)$$

Para todo $i < j$.

O método Lowess (CLEVELAND, 1979) é um dos mais flexíveis e utilizados algoritmos de suavização (HELSEL; HIRSCH, [2002]). Ele combina a simplicidade da regressão linear através do método dos mínimos quadrados com a flexibilidade da regressão não-linear. O método consiste na suavização por meio de sucessivos ajustes de retas de mínimos quadrados ponderados, através de uma função peso (ou Kernel). Ajusta-se, então, uma reta aos pontos do subconjunto (janela temporal), da forma a saber:

$$Z = a + bt + \varepsilon \quad (9)$$

Os valores a e b são estimados pelos valores que minimizam a função:

$$\sum_{k=1}^N h_j(t_k) (Z_k - a - bt_k)^2 \quad (10)$$

Onde: N é o número de períodos da série; e $h_j(t_k)$ é uma função peso que, para cada subconjunto de dados j , é dada por:

$$h_j(t_k) = \left(\frac{t_j - t_k}{d_j} \right) \quad (11)$$

Onde: d_j é a janela de análise (igual a 20 anos neste estudo); t_k é um ponto do conjunto de dados; e t_j é o ponto no qual se deseja efetuar a regressão.

A função peso utilizada neste estudo foi a tri-cúbica, dada por (MORETTIN & TOLOI, 2006):

$$h(u) = \begin{cases} (1 - |u|^3)^3 & \text{se } |u| < 1 \\ 0 & \text{se } |u| > 1 \end{cases} \quad (12)$$

Assim, os valores suavizados são dados por (MORETTIN; TOLOI, 2006):

$$\hat{Z}_j = \hat{a} + \hat{b}t_j \quad (13)$$

Análise da transformada em ondeletas

A análise da transformada em ondeletas (*wavelets*) vem se tornando uma ferramenta bastante utilizada para a análise de variações locais de séries temporais, uma vez que os sistemas físicos apresentam características não-estacionárias de várias frequências (BOLZAN, 2004). A decomposição dessas séries em espaços de tempo-frequência possibilita a determinação dos modos dominantes de variabilidade, bem como a variação desses modos no tempo (TORRENCE & COMPO, 1998).

O método das ondeletas assemelha-se ao método de Fourier, ao decompor a série temporal em uma série de funções ortogonais. As funções da série de Fourier (seno e cosseno) têm seu domínio nos números reais, enfrentando dificuldade para capturar mudanças temporais na intensidade do sinal de uma dada frequência. As ondeletas têm seu domínio em uma janela temporal finita e definida, o que possibilita superar essa dificuldade do método de Fourier (BOLZAN, 2004). Para uma visualização mais nítida do método das ondeletas, em comparação ao usual Fourier, descreve-se inicialmente este, para em seguida apresentar o das ondeletas.

Em 1827, Joseph Fourier afirmou (BOLZAN, 2004), na sua teoria de análise de frequências, que qualquer função periódica $f(x)$ é a somatória de:

$$f(x) = a_0 + \sum_{k=1}^{\infty} (a_k \cos(kx) + b_k \sin(kx)) \quad (14)$$

Onde: a_0 , a_k e b_k são constantes dadas por:

$$a_0 = \frac{2}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x) dx \quad (15)$$

$$a_k = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x) \cos(kx) dx \quad (16)$$

$$b_k = \frac{2}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x) \sin(kx) dx \quad (17)$$

A transformada de Fourier pode ser considerada um limite de uma combinação linear infinita de ondas senoidais. Uma função aperiódica pode ser considerada o caso limite de uma função periódica, cujo período tende ao infinito. Assim, pode-se representar uma série temporal como (BOLZAN, 2004):

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (18)$$

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \quad (19)$$

A análise em ondeletas consiste em decompor um sinal em diferentes níveis de resolução, processo esse conhecido como multirresolução (BOLZAN, 2004).

Ainda segundo Bolzan (2004), a expansão em série de ondeletas e a transformada são dadas por:

$$\langle f, \Psi_{a,b} \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (20)$$

Onde: $\Psi(t)$ é a função base geradora simples; a é a variável de dilatação; b é a variável de translação; e t é o tempo.

O termo ondeleta refere-se a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas, geradas por dilatações e translações, de uma função base geradora (BOLZAN, 2004).

Existem dois tipos básicos de funções ondeletas: ondeletas contínuas e ondeletas discretas. Dentre as ondeletas contínuas, a mais comum (MOURA; SANTOS; SILVA, 2010), e utilizada neste estudo, foi a ondeleta de Morlet, dada por (TORRENCE; COMPO, 1998):

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \eta} e^{-\eta^2/2} \quad (21)$$

Onde: ω_0 é a frequência adimensional, que, no caso da ondeleta de Morlet, é igual a seis (MOURA; SANTOS; SILVA, 2010), de forma a satisfazer a condição de admissibilidade; e η é o parâmetro adimensional do tempo.

Neste estudo, foram utilizadas três bandas: uma de alta frequência, de um a oito anos; uma de média frequência, de nove a 40 anos; e uma de baixa frequência, de mais de 40 anos.

As ondeletas são funções ortogonais, e, portanto, as suas bandas também o são, de modo que a correlação entre elas não é significativa. Assim, usufruindo-se dessa ortogonalidade, pode-se obter a banda de baixa frequência, através da equação:

$$R(i) = Q(i) - Q_1(i) - Q_2(i) \quad (22)$$

Onde: $Q(i)$ é o valor da vazão média no ano i ; $Q_1(i)$ é o valor da banda de alta frequência (um a oito anos) no ano i ; $Q_2(i)$ é o valor da banda de média frequência (nove a 40 anos) no ano i ; $R(i)$ é o valor da banda de baixa frequência (mais de 40 anos).

A determinação de quanto da variância da série de vazões é explicada por cada faixa de frequência foi definida pela razão entre a variância da série filtrada para uma dada banda e a variância da série histórica de vazões, como se segue:

$$VarExp_i = \frac{\sigma_i^2}{\sigma_{total}^2} \quad (23)$$

Onde: $VarExp_i$ é o percentual da variância explicada pela banda de frequência i ; σ_i^2 é a variância da série reconstruída associada à banda i ; e σ_{total}^2 é a variância da série histórica de vazões.

Estudo de cheias

A não-estacionariedade das vazões extremas foi analisada através do ajuste da distribuição de Gumbel a janelas de tempo móvel de 20 anos da série anual de vazões máximas diárias para 143 postos do ONS. Utilizando-se a distribuição de Gumbel ajustada para cada um desses postos, calculou-se a vazão com período de recorrência de 100 anos. As séries que apresentaram modificações foram comparadas com a série de vazões médias anuais, para se identificar potenciais similaridades entre os períodos de modificação e fases de maiores ou menores cheias com as fases de maiores ou menores vazões médias anuais. Essa observação tem por objetivo confirmar potenciais modificações, e, no caso de elas ocorrerem, se o fizeram simultaneamente ao escoamento médio e extremo.

Segundo Naghettini e Pinto (2007), a distribuição de Gumbel é a distribuição de extremos mais usada na análise de frequência de variáveis hidrológicas. A função de probabilidades acumuladas de Gumbel é dada por (NAGHETTINI; PINTO, 2007):

$$E(x) = \beta - (\log(-\log(1 - 1/TR)))/\alpha \quad (24)$$

Onde: $E(x)$ é o valor esperado da vazão ajustada à distribuição de Gumbel; α é o parâmetro de escala; β é o parâmetro de forma; e TR é o período de retorno.

Índices climáticos

Uma parte da variabilidade de alta e baixa frequências nas vazões pode ser explicada por processos climáticos de larga escala. Alguns desses processos possuem índices que assinalam a intensidade do sinal associado a esse processo.

Os diversos índices climáticos podem ser utilizados para explicar a ocorrência de tendências e variabilidades de séries históricas climáticas. Neste artigo, foram analisados dois índices: o índice da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e o índice da Oscilação Sul do El Niño/La Niña (IOS). Seus padrões de variação temporal de baixa frequência foram analisados e comparados com os padrões de variação de baixa frequência das séries de vazões, de forma a se identificar similaridades entre eles. Esta é uma análise inicial com vistas à identificação de indícios da associação entre esses índices climáticos e as vazões.

Oscilação Decadal do Pacífico

A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) pode ser definida como a componente principal da variabilidade da temperatura na superfície do mar (TSM) do Oceano Pacífico (MANTUA et al., 1997). Criado por Hare (1996) e Zhang (1996), e utilizado por Mantua et al. (1997), o índice ODP é medido pela anomalia da intensidade da ODP em relação aos valores médios.

Segundo Mantua e Hare (2002), várias evidências nos estudos de Dettinger et al. (2000), Garreaud e Battisti (1999) e White e Cayan (1998), e sugerem que o modo de variação da ODP exhibe um simetria com as variações climáticas interdecadais nos hemisférios Norte e Sul, em especial na Ásia Oriental, nas Américas e na Austrália.

Segundo Sleiman e Silva (2010), o clima na América do Sul é modificado por flutuações de prazos mais longos, além da variabilidade interanual, tal como a ODP, que apresenta uma periodicidade característica de 20 a 30 anos. No século XX, a ODP apresentou duas flutuações, uma com um período de 15 a 25 anos, e outra com um período de 50 a 70 anos. Os mecanismos causadores dessas flutuações ainda são incertos (MANTUA; HARE., 2002).

O índice ODP é quantificado através do número de desvios-padrões que distanciam a tempe

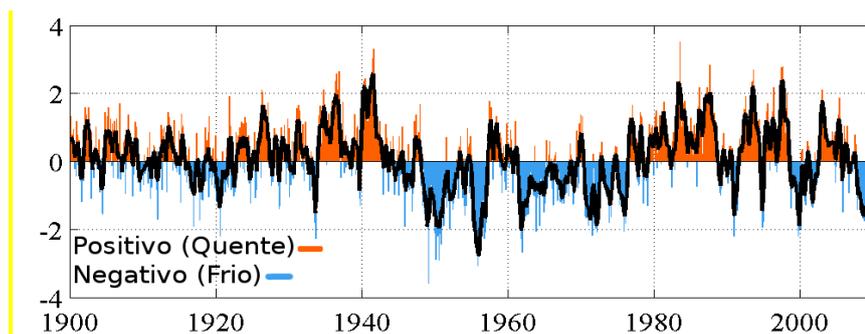


Figura 1 – Anomalia da ODP (Jan/1900 – Set/2009) (Adaptado de: <http://jisao.washington.edu/pdo/graphics.html>)

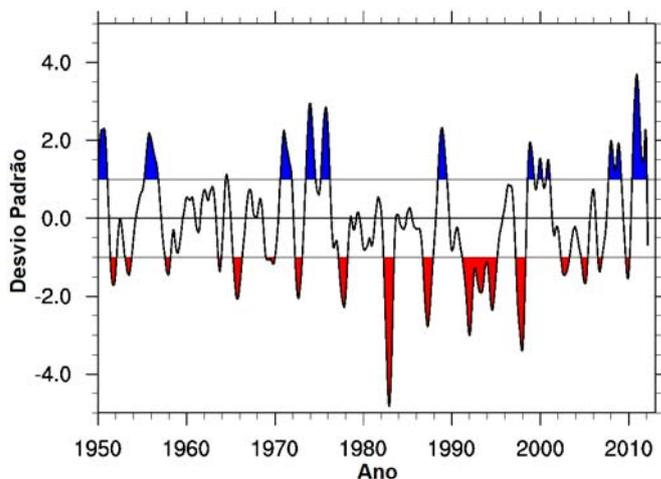


Figura 2 – Índice da Oscilação Sul – SOI (Adaptado de <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/soi.html>)

ratura da superfície do mar (TSM) do Pacífico Norte em dado ano da sua média de longo prazo.

A figura 1 apresenta anomalia da série mensal do índice da ODP para o período de janeiro de 1900 até setembro de 2009. Observa-se a presença de duas fases distintas: fase fria (1900 a 1924 e 1947 a 1976) e fase quente (1925 a 1946 e 1977 a 1998).

Oscilação Sul do El Niño/La Niña

O fenômeno Oscilação Sul – El Niño (Enso) é uma perturbação interanual do sistema climático, caracterizada pelo enfraquecimento dos ventos alísios e aquecimento das águas superficiais do Oceano Pacífico Equatorial. Atualmente, o El Niño é definido com um aumento de pelo menos 0,5°C da temperatura da superfície do mar na região leste-central equatorial do Oceano Pacífico Sul durante um período mínimo de três meses, ocorrendo em intervalos irregulares de dois a sete anos. A La Niña é o processo inverso, ou seja, é a redução da temperatura

da superfície do mar durante três meses em pelo menos 0,5°C, que ocorre em intervalos de três a cinco anos (CLIMATE PREDICTION CENTER, [2011]).

A figura 2 apresenta o índice padronizado da Oscilação Sul do El Niño/La Niña (IOS).

RESULTADOS

Métodos clássicos

Os resultados da análise de tendências (método de Mann-Kendal e declividade de Sen) apresentados na Figura 3 mostram uma tendência de aumento, ou variabilidade de baixa frequência nas vazões nos postos das regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, enquanto se observa uma tendência de redução, ou variabilidade de baixa frequência nas vazões das regiões Norte e Nordeste.

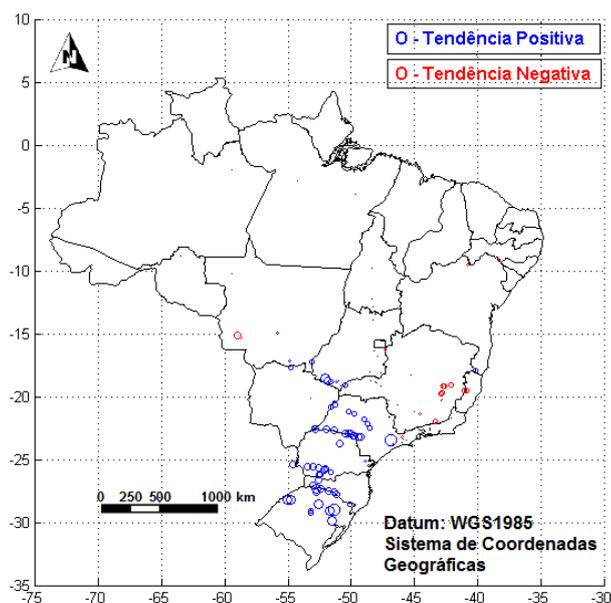


Figura 3 – Mapa de distribuição espacial das tendências de Sen das vazões médias mensais naturalizadas dos postos do ONS. O tamanho do círculo indica a intensidade da declividade de Sen, ou seja, a razão entre essa declividade e a vazão média da série (em partes por mil, ‰)

Tabela 1 – Declividade de Sen para 21 dos 192 postos selecionados neste estudo

Postos do Sistema Interligado Nacional (SIN)	Nº da Bacia	Nome da Bacia	Mann-Kendall Ajustado (Taub)	Teste da Hipótese Nula (h0)	Declividade de Sen (m³/s/ano)	Vazão Média (m³/s) 1931-2010	Variação anual
EMBORCAÇÃO (24)	1	Alto Paranaíba	-0,030	0	-0,242	486	-0,05%
NOVA PONTE (25)	2	Alto Paranaíba	-0,076	0	-0,443	299	-0,15%
ITUMBIARA (31)	3	Paranaíba	-0,054	0	-1,349	1.557	-0,09%
SÃO SIMÃO (33)	4	Paranaíba	0,195	1	7,599	2.410	0,32%
FURNAS (6)	5	Alto Grande	-0,029	0	-0,443	927	-0,05%
ÁGUA VERMELHA (18)	6	Grande	0,051	0	1,614	2.102	0,08%
NOVA AVANHANDAVA (242)	7	Tietê	0,216	1	2,567	753	0,34%
PORTO PRIMAVERA (246)	8	Paraná	0,314	1	26,824	7.259	0,37%
ROSANA (63)	9	Parapanema	0,273	1	6,967	1.293	0,54%
ITAIPU (266)	10	Paraná	0,421	1	57,201	10.239	0,56%
SANTA CECÍLIA (125)	11	Paraíba do Sul	-0,100	0	-0,370	297	-0,12%
SALTO CAXIAS (222)	12	Iguaçu	0,217	1	6,990	1.339	0,52%
ITÁ (92)	13	Uruguai	0,190	1	4,932	1.033	0,48%
DONA FRANCISCA (114)	14	Jacuí	0,135	0	1,016	324	0,31%
TRÊS MARIAS (156)	15	Alto São Francisco	-0,019	0	-0,199	691	-0,03%
SOBRADINHO (169)	16	Médio São Francisco	-0,160	1	-6,652	2.666	-0,25%
XINGÓ (178)	17	Baixo São Francisco	-0,143	0	-6,016	2.763	-0,22%
SERRA DA MESA (270)	18	Alto Tocantins	-0,114	0	-1,659	774	-0,21%
LAJEADO (273)	19	Tocantins	-0,069	0	-2,858	2.444	-0,12%
TUCURUI (275)	20	Tocantins	0,021	0	3,278	10.980	0,03%
SANTO ANTÔNIO (287)	24	Madeira	-0,083	0	-18,090	18.890	-0,10%

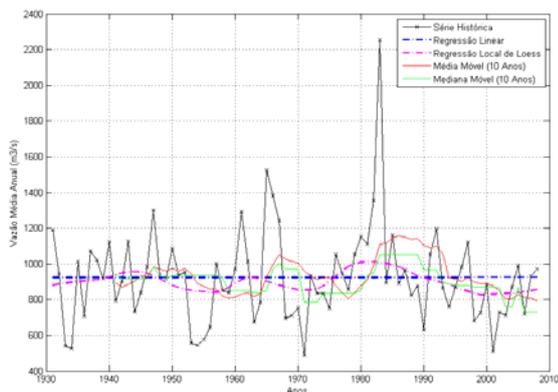


Figura 4 – Ausência de tendência de Sen – Posto Furnas (6)

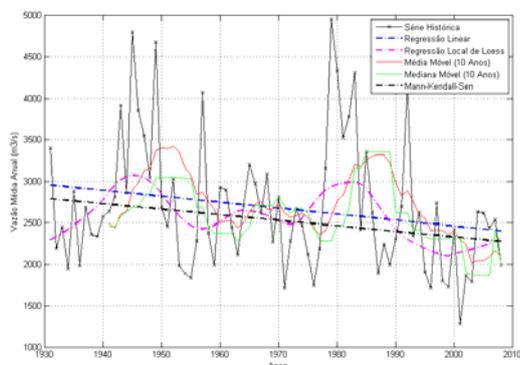


Figura 5 – Tendência de Sen Negativa – Posto Sobradinho (169)

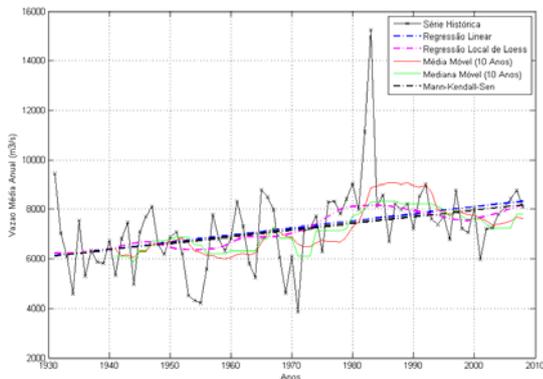


Figura 6 – Tendência de Sen Positiva – Posto Porto Primavera (246)

A figura 3 indica ainda que existem três áreas em diferentes situações no país, quanto ao sinal da tendência: com tendência positiva (região Sul, Mato Grosso do Sul e São Paulo), negativa (região Nordeste, Espírito Santo e Minas Gerais) e ausência de tendência (demais regiões e estados).

A tabela 1 apresenta os resultados para os 21 postos selecionados por este estudo (localizados nas principais bacias hidrográficas do setor hidroelétrico), sendo que no teste de hipótese (h), o valor igual a zero indica a ausência de tendência significativa na série. Apenas oito postos apresentam tendência significativa, sendo que sete destes registraram tendência positiva, enquanto apenas um acusou tendência negativa.

Os resultados para as médias e medianas móveis, além do método Lowess, mostram uma variabilidade de alta frequência, com período de poucos anos, nas séries de vazões médias mensais naturalizadas dos 192 postos estudados. As figuras 4, 5 e 6 exemplificam e apresentam os gráficos de tendência de Sen, dos três casos possíveis quanto ao sinal da mesma: ausência de tendência (Furnas), tendência negativa (Sobradinho) e tendência positiva (Porto Primavera).

Nas figuras 4, 5 e 6, observa-se uma acentuada variabilidade interanual das vazões médias. Observa-se, ainda, que essas vazões médias apresentam uma amplitude elevada no período de tempo analisado, com mínimo de 400m³/s e máximo de 2.200m³/s na figura 4, mínimo de 1.250m³/s e máximo de 5.000m³/s na figura 5, e mínimo de 4.000m³/s e máximo de 15.000m³/s na figura 6.

A série histórica em Sobradinho mostra uma possível relação com a anomalia da ODP, indicando que a tendência por ela indicada pode estar relacionada à variabilidade climática. Essa relação sugere que para períodos de fase fria da ODP as vazões tendem a ser menores.

Os postos Furnas e Porto Primavera apresentaram séries históricas bastante correlacionadas, sinalizando que ambas sofrem influência de fenômenos meteorológicos semelhantes. Isso sugere que a mudança de patamares mostrada na série de Porto Primavera pode estar associada a outros fatores, além da variabilidade climática; como, por exemplo, mudanças no uso e ocupação do solo e mudanças climáticas.

Estudo de cheias

Dos 143 postos com série diária de vazões, apenas 91 possuem série histórica com 60 ou mais anos. Dessa forma, apenas esses 91 foram analisados, pois possuem uma série suficientemente longa para essas análises.

Nas figuras 7a, 7b e 7c é mostrado o estudo de cheias para os postos Água Vermelha, Furnas e Xingó; numa janela de 20 anos e período de retorno de 1.000 anos.

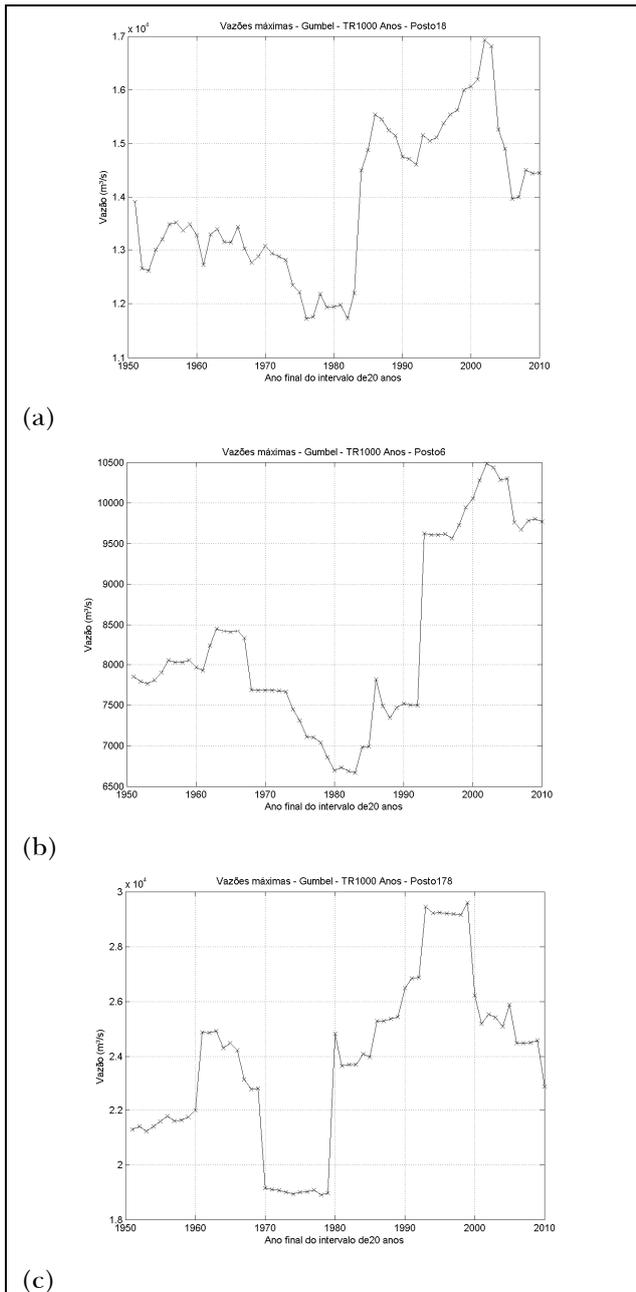


Figura 7 – Estudo de cheias: (a) Posto Água Vermelha – Janela de 20 anos e Período de Retorno de 1.000 anos; (b) Posto Furnas – Janela de 20 anos e Período de Retorno de 1.000 anos; e (c) Posto Xingó – Janela de 20 anos e Período de Retorno de 1.000 anos

Comparando-se os gráficos do estudo de cheias com os do IOS, observa-se que a mudança de patamar positiva em 49 postos no início da década de 1980 coincide com valores muito baixos do índice (conforme figura 7a). Há também outra mudança de patamar positiva em 55 postos no início da

década de 1990, coincidindo com uma mudança de patamar negativa do índice (Figura 7b). Além disso, a mudança de patamar negativa em 48 postos nos anos 2000 precede uma mudança de patamar positiva do índice no final dos anos 2000 (Figura 7c).

Comparando-se os gráficos do estudo de cheias com os do índice ODP, observa-se que uma mudança de patamar positiva nas vazões de 49 postos no início da década de 1980 ocorre em um período de altos valores do índice ODP, e que no final da década de 1980 ocorre uma mudança de patamar negativa das vazões ao mesmo tempo em que os valores do índice estão abaixo da média e que uma mudança de patamar positiva de vazões no início da década de 1990 coincide com uma mudança de patamar positiva nos valores do índice ODP.

Análise da transformada em ondeletas

Os resultados da análise da transformada em ondeletas para os postos analisados são apresentados nas figuras 8a, b e c, na forma de mapas, mostrando a distribuição espacial das proporções da variância explicadas pelas bandas de alta, média e baixa frequências, respectivamente.

Na figura 8a, observa-se que a banda de alta frequência é responsável por mais de 50% da variância na maioria das séries de vazões dos postos localizados nas regiões Norte, Sul e Sudeste. Enquanto isso, nas regiões Centro-Oeste e Nordeste, a banda de alta frequência é responsável por menos de 50% da variância na maioria dos postos, com exceção de um na região Nordeste e um na região Centro-Oeste.

A figura 8b mostra que a banda de média frequência é responsável por menos de 25% da variância nas séries de vazões dos postos na região Sul, no leste da região Sudeste, no estado de São Paulo e nas áreas central e oeste da região Norte. Em parte da região Centro-Oeste, no leste da região Norte e na maior parte do Nordeste a banda de média frequência é responsável por até 50% da variância das séries.

A figura 8c mostra que na maior parte do país a banda de baixa frequência é responsável por menos de 25% da variância das séries, exceto em partes da região Centro-Oeste, nos postos na divisa de São Paulo com o Paraná e em mais dois postos na região Sudeste.

As figuras 9, 10 e 11 apresentam e exemplificam os gráficos da análise de ondeletas para os mesmos três postos antes apresentados nas figuras 4, 5 e 6: Furnas, Sobradinho e Porto Primavera, respectivamente.

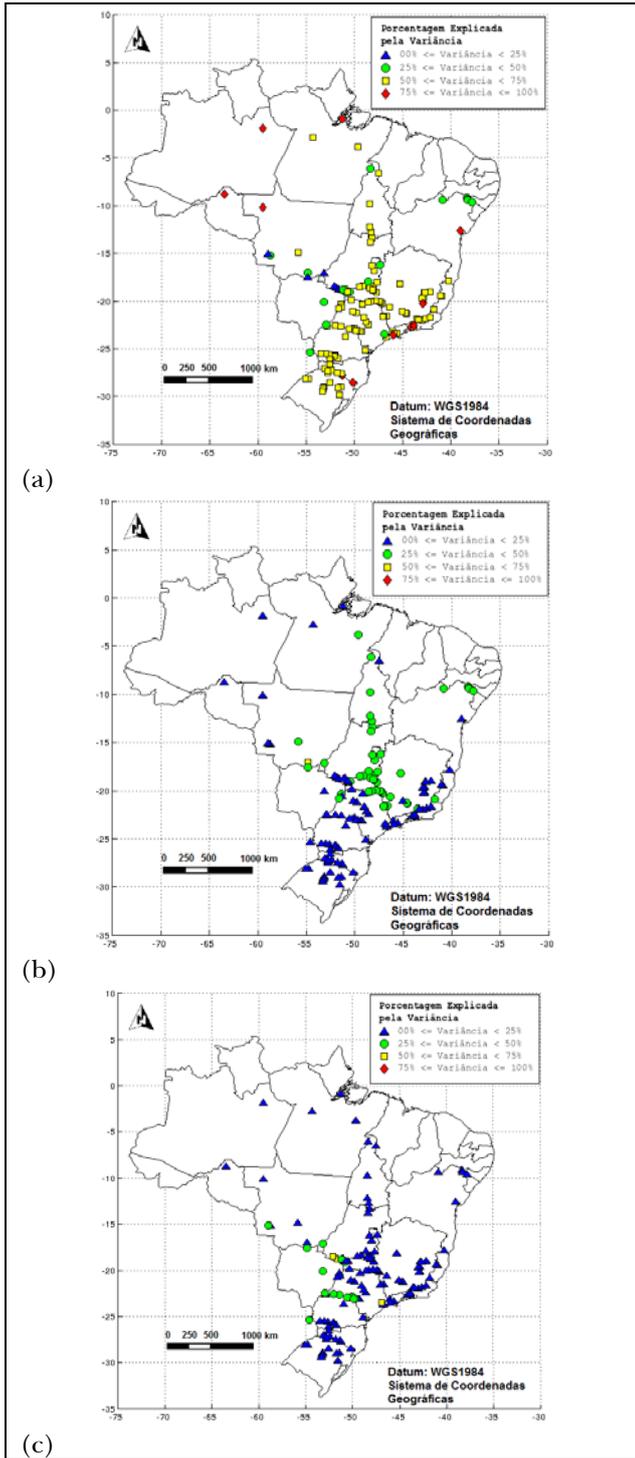


Figura 8 – (a) Mapa das proporções da variância explicada pela banda de alta frequência (1 a 8 anos); (b) Mapa das proporções da variância explicada pela banda de média frequência (9 a 40 anos); e (c) Mapa das proporções da variância explicada pela banda de baixa frequência (mais de 40 anos).

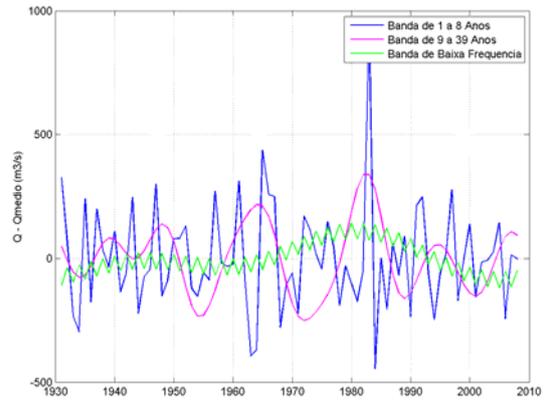


Figura 9 – Wavelet de Morlet – Posto Furnas (6)

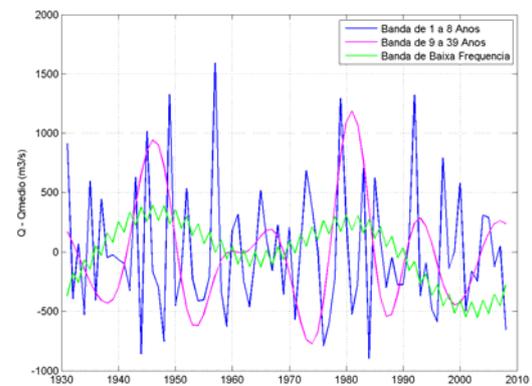


Figura 10 – Wavelet de Morlet – Posto Sobradinho (169)

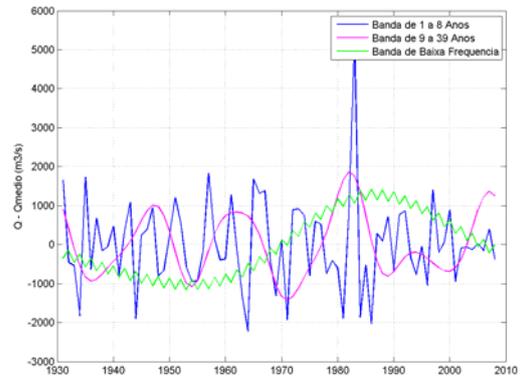


Figura 11 – Wavelet de Morlet – Posto Porto Primavera (246)

Nas figuras 9 e 10, observa-se uma oscilação periódica na banda de baixa frequência com período de aproximadamente 30 anos. Na figura 11, observa-se uma oscilação periódica na banda de baixa frequência com período de 50 anos.

Observa-se, ainda, nas três citadas figuras, uma oscilação periódica na banda de média frequência com período entre 10 e 20 anos.

Nos postos Furnas e Porto Primavera a banda de baixa frequência apresentou mudança de fase na segunda metade do século XX, com um acentuado pico na década de 1980. A influência dessa banda na série histórica e a sua possível inversão nos próximos anos pode levar a um período de vazões menores nos próximos 30 anos.

CONCLUSÕES

O regime de vazões médias e as cheias dos postos variam de acordo com as regiões e com a ocorrência de fenômenos climáticos, como o El Niño/La Niña e a ODP.

Os resultados apresentados para as médias e medianas móveis, além do método Lowess, mostram uma variabilidade de alta frequência, com período de poucos anos, nas séries de vazões naturalizadas estudadas.

Os resultados assinalam uma tendência de aumento, ou variabilidade de baixa frequência, das vazões nos postos das regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, como também uma tendência de redução, ou variabilidade de baixa frequência, nas vazões das regiões Norte e Nordeste, segundo o método de Mann-Kendall-Sen.

Essa tendência de redução nas vazões nas regiões Norte e Nordeste pode resultar em uma redução da capacidade local de produção de hidroeletricidade a longo prazo. Por outro lado, a tendência de aumento, ou variabilidade de baixa frequência, das vazões nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste pode suprimir essa possível perda, haja vista que a maior parte da produção de hidroeletricidade no país vem dessas três regiões.

A análise da transformada em ondeletas mostrou que há uma variabilidade de baixa frequência, com período entre 40 e 80 anos, na maioria dos postos analisados.

No estudo de cheias, observou-se que mudanças de patamares positivas coincidem com valores negativos do IOS, enquanto mudanças de patamar negativas coincidem com valores positivos do IOS, podendo-se, assim, concluir que existe uma correlação negativa entre o IOS e as mudanças de patamares de vazões máximas, na maioria dos postos analisados.

Ainda no estudo de cheias, observou-se que mudanças de patamares positivas coincidem com valores positivos ou com mudanças de patamares positivas do índice ODP, enquanto que mudan-

ças de patamar negativas coincidem com valores negativos do índice ODP, podendo-se, assim, concluir que há uma correlação positiva entre o índice ODP e as mudanças de patamares de vazões máximas, na maioria dos postos analisados.

Este estudo revela indícios de que a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e a Oscilação Sul do El Niño/La Niña afetam significativamente o regime de vazões dos postos do Sistema Interligado Nacional (SIN) e que ocorrem tendências positivas ou negativas, ou ainda uma variabilidade de baixa frequência, de vazões médias anuais nos posto do SIN. Dessa forma, observa-se que a hipótese da estacionariedade das séries de vazões pode ser descartada em várias localidades.

REFERÊNCIAS

ALEXANDRE, G. R.; BAPTISTA, M. B.; NAGHETTINI, M. Estudo para identificação de tendências do regime pluvial na região metropolitana de belo horizonte a partir de métodos estatísticos. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 15, n. 2, p. 115-126, 2010.

ANEEL. Agência Nacional de Energia Elétrica. *Banco de geração de informações – capacidade de geração do Brasil*. [2012]. Disponível em: <<http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/capacidadebrasil.asp>>. Acesso em: 10 jan. 2012.

BARROS, V.; CASTANEDA, M.; DOYLE, M. Recent precipitation trends in South America to the east of the Andes. An introduction of climatic variability. In: VOLHEIMER, W.; SMOLKA, P. (Ed.). *Southern Hemisphere paleo and neoclimates*. Berlim: Springer Verlag, 1999.

BOLZAN, M. J. A. Análise da transformada em ondeletas aplicada em sinal geofísico. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 26, n. 1, p. 37-41, 2004.

BURN, D. H.; ELNUR, M. A. H. Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of Hydrology*, v. 255, n. 1-4, p. 107-122, 2002.

CANE, M. A. Decadal predictions in demand. *Nature Geoscience, Advance*, online publication, p. 231-232, 2010.

CLEVELAND, W. S. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. *Journal of the American Statistical Association*, v. 74, n. 368, p. 829-836, 1979.

- CLIMATE PREDICTION CENTER. *Frequently asked questions about El Niño and La Niña*. [2011]. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensofaq.shtml>. Acesso em: 20 nov. 2011.
- COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. D12, p. 14.189-14.198, 1999.
- CURTIS, S.; HASTENRATH, S. Long-term trends and forcing mechanisms of circulation and climate in the equatorial Pacific. *Journal Climate*, v. 12, n. 4, p. 1.134-1.144, 1999.
- DETTINGER, M. D.; BATTISTI, D. S.; GARREAUD, R. D.; McCABE Jr., G. J.; BITZ, C. M. Interhemispheric effects of interannual and decadal ENSO – like climate variations on the Americas. In: MARKGRAF, V. *Interhemispheric climate linkages*. Cambridge: Cambridge University Press, 2000.
- DETTINGER, M. D.; GHIL, M.; KEPPENE, C. L. Interannual and interdecadal variability of United States surface-air temperatures. *Climatic Change*, v. 31, n. 1, p. 35-66, 1995.
- DIAS DE PAIVA, E. M. C.; CLARKE, R. Time trends in rainfall records in Amazonia. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 75, p. 579-583, 1995.
- GARCIA, N.; VARGAS, W. The temporal climatic variability in the Rio de La Plata basin displayed by the river discharges. *Climatic Change*, v. 38, n. 3, p. 359-379, 1998.
- GARREAUD, R. D.; BATTISTI, D. S. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *Journal of Climate*, v. 12, n. 7, p. 2.113-2.123, 1999.
- GHIL, M.; VAUTARD, R. Interdecadal oscillation and the warming trend in global temperature time series. *Nature*, v. 350, n. 6316, p. 324-327, 1991.
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, v. 13, n. 1, p. 35-58, 2000.
- HAMED, K. H. Exact distribution of the Mann-Kendall trend test statistic for persistent data. *Journal of Hydrology*, v. 365, n. 1-2, p. 86-94, 2009.
- HARE, S. R. *Low frequency climate variability and salmon production*. 1996. Ph.D. (Thesis) - School of Fisheries, University of Washington, Seattle, 1996.
- HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T. C.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; ANUNCIACÃO, Y. M. T.; BAEZ, J.; BARROS, V. R.; BERLATO, M. A.; BIDEGAIN, M.; CORONEL, G.; CORRADI, V.; GARCIA, V. J.; GRIM, A. M.; KAROLY, D.; MARENGO, J. A.; MARINO, M. B.; MONCUNILL, D. F.; NECHET, D.; QUINTANA, J.; REBELLO, E.; RUSTICUCCI, M.; SANTOS, J. L.; TREBEJO, I.; VICENT, L. A. Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperatures. *Journal of Climate*, v. 19, N. 8, p. 1.490-1.510, 2006 .
- HELSEL, D. R.; HIRSCH, R. M. *Statistical methods in water resources*: U. S. geological survey techniques of water-resources investigations. [S.l.:s.n.], [2002]. Capítulo A3. Disponível em: <<http://water.usgs.gov/pubs/twri/twri4a3/>>. Acesso em: 23 maio 2002.
- HULME, M.; SHEARD, N. *Cenários de alterações climáticas para o Brasil*. Norwich: Climate Research Unit, 1999. 6 p. Disponível em: <www.cru.uea.ac.uk/~mikeh/research/brazil.pdf>. Acesso em: 6 nov. 2006.
- KAHYA, E.; KALAYCI, E. Trend analysis of streamflow in Turkey. *Journal of Hydrology*, v. 289, n. 1-4, p. 128-144, 2004.
- KANE, R. P. El Niño and La Niña events and rainfall in NE and South Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 10, n. 2, p. 49-59, 1992.
- KAYANO, M. T. Circulações tropicais e as associadas anomalias de precipitação em dois anos de contraste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 5., 1988, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: [s.n.]’ 1988. III.1-III.16.
- KENDALL, M. G. *Rank correlation measures*. London: Ed. Charles Griffin, 1975.
- KENDALL, M. G.; GIBBONS, J. D. *Rank correlation methods*. 5. ed. London: Ed. Griffin, 1990.
- KEPPENNE, C. L.; GHIL, M. Adaptive spectral analysis and prediction of the Southern Oscillation Index. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 97, n. D18, p. 20.449-20.554, 1992.

- KEPPENE, C. L.; LALL, U. Complex singular spectrum analysis and multivariate adaptive regression splines applied to forecasting the Southern Oscillation. *Experimental Long Lead Forecast Bulletin*, v. 5, n. 2, p. 54-46, 1996.
- KOUSKY, V. E.; CAVALCÂNTI, I. F. A. Eventos Oscilação do Sul / El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação. *Ciência e Cultura*, v. 36, n. 11, p. 1.888-1.899, 1984.
- KWON, H.-H.; LALL, U.; KHALIL, A. F. Stochastic simulation model for nonstationary time series using an autoregressive wavelet decomposition: applications to rainfall and temperature. *Water Resources Research*, v. 43, n. 5, W05407, 2007. doi:10.1029/2006WR005258.
- LALL, U.; MANN, M. The Great Salt Lake: a barometer of low-frequency climatic variability. *Water Resource Research*, 31, n. 10, p. 2.503-2.515, 2005.
- MANN, H. B. Non-parametric tests against trend. *Econometrica*, 13, n. 3, p. 245-259, 1945.
- MANN, M. E.; PARK, J. Global scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. D12, p. 25.819-25.933, 1994.
- MANN, M. E., PARK, J. Greenhouse warming and changes in the seasonal cycle of temperature: model versus observations. *Geophysical Research Letters*, v. 23, n. 10, p. 1.111-1.114, 1996.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, v. 58, n. 1, p. 35-44, 2002.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 6, p. 1.069-1.079, 1997.
- MARENGO, J. A. Long-term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920's. *Hydrological Processes*, v. 23, n. 22, p. 3236-3244, 2009.
- MARENGO J. A.; GASH, J.; MARENGO J. A.; BETTS, R. A.; COX, P. M.; FISCH, G.; FU, R.; GANDU, A. W.; HARRIS, P.P.; MACHADO. L. A. T. Amazonian climate: results and future research. *Theoretical And Applied Climatology*, v. 78, n. 1-3, p. 187-194, 2004.
- MARENGO J. A. LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. I.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C.. On the onset and end of the rainy season in Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, v. 14, N. 5, p. 833-852, 2001.
- MARENGO, J.; TOMASELLA, J.; UVO, C. R. Longterm streamflow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazonia, Eastern Brazil and Northwest Peru. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 1.775-1.783, 1998.
- MARENGO, J. A.; VALVERDE, M. C. Caracterização do clima no século XX e cenário de mudanças de clima para o Brasil no século XXI usando os modelos do IPCC-AR4. *Revista Multiciência*, n. 9, p. 5-28. 2007.
- MORETTIN, P. A.; TOLOI, M. C. C. *Análise de séries temporais*. 2. ed. São Paulo: Egard Blucher, 2006.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 38, p. 2.653-2.675, 1981.
- MOURA, E. da S.; SANTOS, C. A. M. dos; SILVA, D. F. da. Detecção de ciclos e escalas temporais na vazão do Rio Salgado através de análises de ondeletas. In: CONGRESSO CEARENSE DE AGROECOLOGIA, 2. 2010, Juazeiro do Norte. *Anais... Juazeiro do Norte: [s.n.]*, 2010.
- MULLER, I. I.; KRUGER, C. M.; KAVISKI, E. Análise de estacionariedade de séries hidrológicas na bacia incremental de Itaipu. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 3, n. 4, p. 51-71, 1998.
- NAGHETTINI, M.; PINTO, E. J. A. *Hidrologia Estatística*. Belo Horizonte: CPRM, 2007.
- NOBRE, P.; SHUKLA J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, v. 9 n. 19, p. 2.664-2.479, 1996.
- ONS. Operador Nacional do Sistema. *Atualização de séries históricas de vazões – período 1931 a 2010*. Rio de Janeiro: ONS, 2011.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 115, n. 8, p. 1.606-1.626, 1987.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, v. 2, n. 3, p. 268-284, 1989.

SANTOS, C. A. C.; BRITO, J. I. B. Análise dos índices de extremos para o semi-árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 3, p. 303-312, 2007.

SANTOS, C. A. C.; BRITO, J. I. B.; RAO, T. V. R.; MENEZES, H. E. A. Tendências dos Índices de Precipitação no Estado do Ceará. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 24, n. 1, p. 39-47, 2009.

SEN, P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, v. 63, n. 324, p. 1.379-1.389, 1968.

SERVAIN, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, n. C8, p. 137-146, 1991.

SLEIMAN, J.; SILVA, M. E. S. Padrões atmosféricos associados a eventos extremos de precipitação sobre a região Sul do Brasil. *Revista do Departamento de Geografia*, v. 20, p. 93-109, 2010.

SOUZA FILHO, F. A.; LALL, U.; PORTO, R. L. L. Role of price and enforcement in water allocation: Insights from Game Theory. *Water Resources Research*, v. 44, n. 12, p. 400-420, 2008.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Program in Atmospheric and Oceanic Sciences*. Boulder, Colorado: University of Colorado, 1998.

XU, Z. X.; TAKEUCHI, K.; ISHIDAIRA, H. Monotonic trend and step changes in Japanese precipitation. *Journal of Hydrology*, v. 279, n. 1-4, p. 144-150, 2003.

WALKER, G. T. World weather. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, v. 54, p.79-88, 1928.

WHITE, W.B.; CAYAN, D. R. Quasi-periodicity and global symmetries in interdecadal upper ocean tem-

perature variability. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. 21, p. 335-364, 1998.

ZHANG, Y. *An observational study of atmosphere-ocean in-teractions in the Northern Oceans on interannual and interdecadal time-scales*. 1996. Ph.D. (Thesis) - University of Washington, Washington, 1996.

Analysis Of Tendencias And Patterns Of Variation Of The National System Operator (ONS) Historical Streamflow Series

ABSTRACT

This paper aims to evaluate possible trends in streamflow time series at the stations of the National System Operator (ONS) of Brazil. The analytical methods used were the classical methods (mobile mean and mobile median, local regression (LOWESS), linear regression and Mann-Kendall-Sen), the wavelet transform analyses and flood study. The results showed that there is a positive trend in flow series in the South, Southeast and Center-West of Brazil and a negative trend in flow series in the North and Northeast of Brazil. It was also found that there is a positive correlation between the PDO Index (Pacific Decadal Oscillation Index) and change in levels of peak flow at most stations and that there is a negative correlation between the SOI (Southern Oscillation Index) and changes in levels of peak flows at most stations analyzed.

Keywords: Time series studies. Water resources. Water discharge.

Desenvolvimento da Superfície Livre em escoamentos Aerados: Analogia com Leis Básicas de Transferência

Harry Edmar Schulz¹, André Luiz Andrade Simões²
heschulz@sc.usp.br, andre.simoes@pro.unifacs.br

Recebido: 22/08/11 - revisado: 21/12/11 - aceito: 19/06/13

RESUMO

A interface em escoamentos bifásicos turbulentos pode ser de difícil definição, eventualmente gerando dificuldades de quantificação das propriedades relevantes. No caso de escoamentos de ar e água, a grande diferença de densidades faz com que, em muitas aplicações práticas, o sistema esteja estratificado, com maior porcentagem de água na região inferior e maior porcentagem de ar na região superior. Adicionalmente, para dimensões naturais, a atmosfera pode ser considerada isenta de água e os escoamentos profundos podem ser considerados isentos de ar. Nessas condições, pode-se estudar mais objetivamente a posição das interfaces superior e inferior da mistura ar-água, sendo que o presente estudo fixa-se na posição da interface superior, isto é, no seu contato com a atmosfera. O uso das leis físicas de conservação sempre conduz a equacionamentos úteis, mas, não raro, implicam em numerosos ajustes para levar em conta os detalhes simplificados. Neste estudo fornece-se uma formulação considerando a observação do fenômeno e suas variáveis interferentes imediatas, procedimento comum na área de Fenômenos de Transporte, produzindo conclusões fisicamente coerentes. A formulação é aplicada no cálculo do comprimento entre zona não aerada e zona completamente aerada em canais retangulares escalonados.

Palavras-Chave: Fenômenos de transporte. Escoamentos bifásicos. Canal em degraus.

INTRODUÇÃO

Ao trabalhar com escoamentos multifásicos, o pesquisador muitas vezes se vê às voltas com a necessidade de limitar geometricamente o escoamento, ou, em outras palavras, delimitar uma posição média na qual suas observações devem ser consideradas. Tal situação se verifica no estudo de escoamentos de água em grandes velocidades e com superfície livre. Em algumas situações, a característica de quebra da superfície, com enlaçamento de bolhas de ar e geração de gotas, é considerada benéfica para as utilizações do escoamento. Esse é o caso da aeração em estruturas hidráulicas potencialmente sujeitas à cavitação. A Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, vem desenvolvendo sequencialmente estudos em escoamentos

aerados de alta velocidade, podendo ser mencionados os estudos básicos de Carvalho (1997) e Lima (2003); o primeiro tendo construído um canal com declividade variável, e o segundo tendo implementado nestes equipamentos de medições precisas, como um sistema de velocimetria a laser e um sistema de obtenção de concentrações de bolhas a partir de radiação de baixa potência, com o qual um banco de dados valioso foi elaborado. Seus estudos envolveram a medida da aeração através de aeradores de fundo e o registro da aeração superficial. Parte desses dados foi utilizada em estudos quantitativos nos quais se buscou avançar na obtenção das relações básicas para a aeração, fundamentadas em princípios físicos. Nesse sentido, podem ser mencionados os estudos de Brito (2011) e Lima, Schulz e Gulliver (2008). Os escoamentos estudados por esses autores foram majoritariamente para canais lisos, sendo que Carvalho (1997) ainda apresentou dados para rampas rugosas nos aeradores de fundo. Schulz (2008) realizou um estudo que envolveu diferentes aspectos de escoamentos bifásicos, um dos quais envolvendo aeradores de fundo e outro envolvendo vertedores escalonados e sua aeração (ver também LUEKER et al., 2008 – Folsom Dam).

¹ - Departamento de Engenharia Hidráulica e Saneamento – EESC/USP

² - Universidade Salvador - UNIFACS

Em ambos os aspectos mencionados, buscou-se quantificar a aeração convenientemente. Em termos de simulação computacional, Arantes (2007) buscou reproduzir os experimentos de Lima (2003) para canais lisos, bem como os experimentos de diversos autores nacionais para canais escalonados, nesse último caso voltando-se ao problema da aeração e da proposição de um aerador de fundo a ser adotado em vertedores lisos ou escalonados. Simões (2008), reunindo dados gerados para vertedores escalonados em diferentes centros de estudo do país e do exterior, apresentou análises dimensionais muito convincentes, que permitiram observar tendências comuns aos diferentes dados, e forneceu um equacionamento para a quantificação do comprimento de bacias de dissipação, estudo que foi posteriormente complementado para também quantificar o fator de resistência nos vertedores, conforme pode ser visto em Simões, Schulz e Porto (2010).

Descrições relativas aos escoamentos em vertedores lisos possuem alguns aspectos em comum com aquelas apresentadas para estruturas em degraus. A região inicial do escoamento é composta apenas por água (Região 1 – Figura 1), com uma superfície livre aparentemente lisa. A partir da posição onde a espessura da camada limite coincide com a profundidade do escoamento, define-se o ponto de início da aeração (ver Figura 1). É nesta posição que os efeitos originados no fundo podem ser percebidos na superfície, tornando-a bastante irregular e contorcida. A jusante do início da aeração, desenvolve-se um campo de fração volumétrica de ar $C(x, t)$ cuja evolução espacial em x_1 (coordenada longitudinal) é crescente desde a superfície até o fundo, como ilustrado na figura 1a,b.

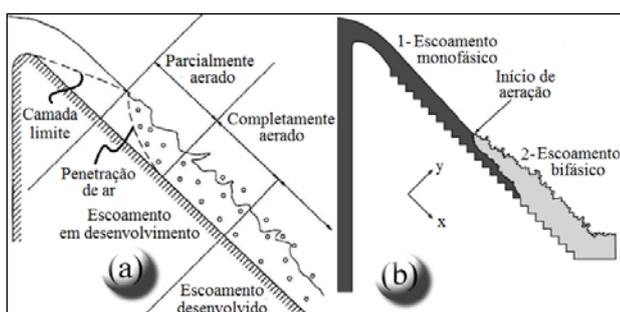


Figura 1 – (a) Escoamento em vertedor liso com ponto de início da aeração e suas regiões. (b) Escoamento deslizante sobre turbilhões com regiões

Fonte: (a) adaptado de Keller, Lai e Wood (1974);

(b) Simões (2011).

A informação existente sobre escoamento em canais lisos indica que a região (1) é monofásica. O mesmo ocorre em vertedores em degraus de barragens e modelos físicos utilizados em laboratórios. Entretanto, canais curtos com entradas laterais ou em queda livre, como aqueles existentes em sistemas de drenagem, normalmente operam com escoamentos aerados desde a posição inicial. Iniciando a aeração, há a evolução espacial dos perfis de fração de vazios, isto é, para valores médios (temporais) de C , denotados por \bar{C} , há uma função $\bar{C}(x, y)$, adotando a hipótese de escoamento bidimensional. A partir de uma determinada posição x , o equilíbrio é estabelecido de tal maneira que $\bar{C} = \bar{C}(y)$. Trabalhos como os de Cain e Wood (1981), Keller, Lai e Wood (1974), Straub e Anderson (1958) e Wood, Ackers e Loveless (1983) apresentaram resultados coerentes com essas descrições, atrelados aos escoamentos em vertedores lisos. A figura 1b é um exemplo clássico, apresentado por Keller, Lai e Wood (1974).

A quantidade de ar presente na mistura ar-água é de grande importância, pois frações de vazios entre 5 e 8% são suficientes para evitar danos decorrentes da cavitação (PETERKA, 1953). Nas proximidades do início da aeração superficial não há uma quantidade de bolhas suficiente para evitar a cavitação junto ao fundo do canal. Embora ocorram movimentos de grandes grupos de bolhas em direção ao fundo, em média, observa-se o desenvolvimento descrito anteriormente para a fração de vazios.

Simões (2011) mediu a posição média da superfície livre com um sensor acústico ultrassônico, com taxa de amostragem de 50 Hz durante 120 s e ao longo de 40 posições em um canal em degraus com 3,5 m de comprimento útil. A região cônica formada pelas ondas acústicas possuía ângulo de abertura em torno de 7° e a resolução do equipamento foi de 1 mm. Para a região a montante do início da aeração superficial, os resultados apontaram a existência de um perfil da superfície livre caracterizado por profundidades decrescentes no sentido do escoamento. Empregando a terminologia de Chow (1959), essa forma é denominada como S_2 , curva pertencente à classe S que ocorre em canais de declividade forte. Entre o início da aeração e o escoamento plenamente bifásico foi identificado um trecho de transição. Note-se que essa transição não é convenientemente quantificada com os modelos de superfície livre atualmente existentes. O presente estudo permite, entre outras conclusões, justificar o comportamento da superfície livre e apresentar

modelos matemáticos para o comprimento de transição mencionado.

Modelo físico-matemático proposto para o comprimento de transição

Considere-se o escoamento de transição indicado na figura 2, e o volume de controle a ele associado. O desenho esquemático apresentado na figura 2a e a fotografia da figura 2b ilustram a forma contorcida da superfície livre a jusante do ponto de início da aeração. A figura 2c corresponde a um perfil médio obtido com um sensor acústico.

O presente estudo parte da assim denominada taxa de geração de vazios entre as seções 1 e 2, indicada pela letra \dot{C} . Para a construção do modelo proposto, a observação permite sugerir que essa taxa é proporcional à vazão específica que atravessa o volume indicado na figura 2.

A proporcionalidade pode também envolver uma potência desta vazão, mas a abordagem mais simples (primeira potência) é aqui considerada. Adicionalmente, quanto maior a inclinação positiva da interface entre a “água branca” (mistura de vazios e água) e a atmosfera, mais intensa é a geração de vazios no trecho. Assim, \dot{C} também é apresentado como proporcional à inclinação da posição média da superfície livre. Eventualmente também aqui a proporcionalidade pode envolver potências da declividade, mas novamente a abordagem mais simples é adotada. Matematicamente, escreve-se:

$$\begin{cases} \dot{C} \propto q \\ \dot{C} \propto \frac{dh}{dx} \end{cases} \quad (1)$$

em que q = vazão específica, h = altura de escoamento, x = coordenada longitudinal (ver Figura 2).

Como decorrência imediata das proporcionalidades presentes na equação 1, pode-se definir a seguinte equação:

$$\dot{C} = Kq \frac{dh}{dx} \quad (2)$$

Na equação 2 a vazão específica de água é constante em todo o volume e é uma característica de cada experimento. Entretanto, a taxa de geração de vazios é uma função da posição ao longo de x . Isto pode ser visualizado também na figura 1. Antes de atingir o volume no qual os vazios são gerados, tem-se “água preta”, ou seja, uma situação idealmente contendo apenas água. Assim, o contorno de montante pode ser indicado como $\dot{C} = 0$. Da mesma maneira, a jusante do volume, a razão de vazios na água mantém-se idealmente constante, indicando que novamente $\dot{C} = 0$. Assim, \dot{C} evolui de valores baixos nos contornos de montante e jusante, e atinge valores máximos dentro do volume.

O fator K , a exemplo das “constantes de proporcionalidade” das leis básicas de transferência de massa e calor (leis de Fick e Fourier), pode variar de acordo com as características do meio, bem como eventualmente ser uma função da própria variável dependente. No caso da lei de Fick, a difusividade molecular depende dos compostos que difundem e do meio no qual isso ocorre. Adicionalmente, essa difusividade pode ser função da concentração de massa na qual se está trabalhando. As mesmas observações valem para a lei de Fourier e a condutividade térmica: esta depende do material que conduz o

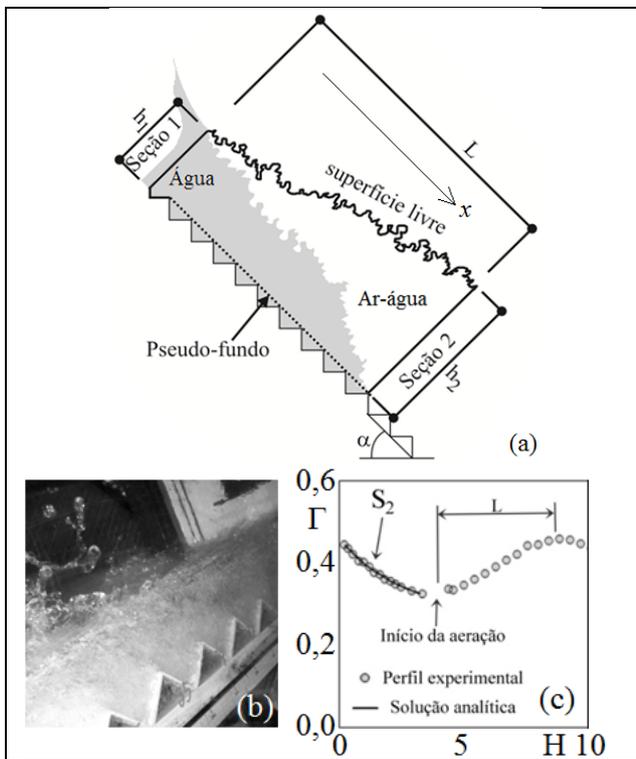


Figura 2 – (a) Escoamento bifásico e comprimento de transição (L) em canais escalonados; (b) Superfície livre do escoamento bifásico e (c) Perfil médio da superfície livre, em que $\Gamma = h/h_c$ e $H = z/h_c$ (h = altura do escoamento perpendicular ao fundo, h_c = profundidade crítica, z = eixo vertical com origem na extremidade inicial do canal)

Fonte: Simões (2011), figuras b e c.

calor e pode ser dependente da temperatura. Mais equações análogas, como a lei da viscosidade de Newton e a lei de Darcy para meios porosos, também podem ser evocadas, com suas “constantes de proporcionalidade”: viscosidade dinâmica e condutividade hidráulica. Uma apresentação bastante didática dessas leis básicas pode ser encontrada em Schulz (2003). Uma aplicação da equação 2 quantificando a forma da superfície multifásica encontra-se em Schulz, Lobosco e Simões *et al.* (2011).

No presente estudo, o parâmetro que caracteriza o meio é a vazão específica. Entretanto, também as condições nas quais o fluido se desloca são importantes. A turbulência intrínseca ao movimento, causada ou inibida por condições de rugosidade, excitação prévia (a montante), viscosidade, podem entrar na composição desta constante.

Como é usualmente feito nos estudos de Fenômenos de Transporte, uma primeira abordagem considerando \dot{C} e K constantes é apresentada. Separando as variáveis e integrando, resulta:

$$\dot{C} \int_0^L dx = Kq \int_{h_1}^{h_2} dh \Rightarrow L = \frac{Kq}{\dot{C}} (h_2 - h_1) \quad (3)$$

K pode, como comentado, ser variável. Deste modo, para permitir uma generalização, considerou-se uma aproximação por meio de uma série do tipo:

$$K = \sum_i \omega_i (qh)^i \quad (4)$$

ω_i representa coeficientes de ajuste. Substituindo a equação 4 na equação 3 e usando truncamento de primeira ordem ($i=1$), obtém-se:

$$\begin{aligned} \dot{C} &= \sum_i \omega_i (qh)^i \frac{dqh}{dx} \Rightarrow \dot{C} dx = (\omega_0 + \omega_1 qh) d(qh) \Rightarrow \\ &\text{ou:} \\ \dot{C} L &= \omega_0 (qh_2 - qh_1) + \frac{\omega_1}{2} (q^2 h_2^2 - q^2 h_1^2) \\ L &= \frac{\omega_0}{\dot{C}} (qh_2 - qh_1) + \frac{\omega_1}{2\dot{C}} (q^2 h_2^2 - q^2 h_1^2) \end{aligned} \quad (5)$$

Evidentemente pode-se estender essa aproximação para ordens superiores ($i = 2, 3$, etc.), mas o presente estágio dos estudos não exige esse procedimento. Um aspecto positivo de possuir uma nova formulação é que novas formas de dependência entre os parâmetros que descrevem o fenômeno ficam aparentes. As equações 2 e 5, por exemplo, sugerem que L deva ser dependente dos produtos

qh_1 e qh_2 . Seguindo a mesma forma da equação 5, uma expressão semi-empírica pode então ser sugerida, como:

$$L = \theta_1 qh_2 + \theta_2 qh_1 + \theta_3 (qh_2)^2 + \theta_4 (qh_1)^2 + \theta_5 \quad (6)$$

A equação 6 evidentemente deve ter os coeficientes θ_1 a θ_5 ajustados a partir de resultados experimentais.

ASPECTOS FÍSICOS DOS PARÂMETROS ENVOLVIDOS

Considerando a dependência de \dot{C} para com x , é interessante observar os seguintes pontos:

- \dot{C} possui uma região de máximo no volume, o que faz com que a aproximação mais simples para \dot{C} seja uma equação de segunda ordem em x (ou, em outros termos, um polinômio de grau 2).
- Sendo assim, considerando o caso mais simples em que K é uma constante, isso implica que a evolução da superfície livre é não-linear, sendo regida no mínimo por uma função de terceira ordem em x (ou, em outros termos, um polinômio de grau 3). Essa condição é fisicamente necessária, porque a superfície evolui nessa região (volume) como uma curva em S, e apenas com funções de terceira ordem ou superiores pode-se gerar um ponto de inflexão. Essa correlação direta entre \dot{C} e h é imediatamente observável pela presente formulação. Adicionalmente, se K variar, sabe-se que \dot{C} seguirá um comportamento que imporá no mínimo uma função de terceira ordem para h .
- Qualquer função que se utilize para representar \dot{C} como função de x não afeta a generalidade da equação 2. Para demonstrar isto, considere-se o desenvolvimento a seguir.

A função genérica envolve x multiplicado por alguma constante a determinar. É possível então adimensionalizar esta função na forma:

$$\dot{C} = \dot{C}(a_i x) \Rightarrow \dot{C} = \dot{C}\left(a_i L \frac{x}{L}\right) \Rightarrow \dot{C} = \dot{C}\left(b_i \frac{x}{L}\right) \quad (7)$$

a_i representa a(s) constantes(s) a determinar. As equações 2 e 7 permitem escrever:

$$\dot{C}\left(b_i \frac{x}{L}\right) d\left(\frac{x}{L}\right) = \frac{Kq}{L} dh \quad (8)$$

b_i representa a(s) novas constantes(s) a determinar. A integração do primeiro membro da equação 8 é feita entre 0 e 1, fornecendo, portanto, um valor numérico, denotado aqui por ψ . O comprimento L , portanto, fica determinado por:

$$L = \frac{1}{\psi} \int_{h_1}^{h_2} Kq dh \quad (9)$$

POSSÍVEIS ADIMENSIONALIZAÇÕES EM BUSCA DA GENERALIZAÇÃO

Adimensionalização baseada no comprimento máximo (L)

A equação 8 envolve a razão adimensional x/L , o que sugere que se busque formas adimensionais que permitam generalizar os resultados a serem obtidos. A primeira adimensionalização, sugerida diretamente da equação 8, é:

$$\frac{\dot{C}}{Kq} = \frac{d(h/L)}{d(x/L)} \Rightarrow C^* = \frac{dh^*}{dx^*} \quad (10)$$

em que C^* = taxa de incorporação de ar adimensional. Os asteriscos representam grandezas adimensionais, indistintamente, no presente estudo.

Adimensionalização baseada em forças de gravidade e viscosas

O escoamento em canais inclinados é impulsionado pelo peso (decorrente da força gravitacional), podendo ser impulsionado ou freado por forças de pressão (igualmente decorrentes da força gravitacional) e é freado por forças viscosas. A força gravitacional é geralmente representada pela aceleração da gravidade, g , enquanto que a força viscosa é geralmente representada pela viscosidade cinemática, ν . As equações 3 e 5 mostram que L depende de

qh e \dot{C} . Assim, uma análise dimensional que considere as forças mencionadas envolve os parâmetros L , \dot{C} , qh , g , ν . Os cinco parâmetros dependem apenas das dimensões “comprimento” (m) e “tempo” (t). Portanto, três adimensionais independentes podem ser definidos, tendo sido obtidos os seguintes (indicados por π_i):

$$\pi_1 = L g^{1/3} \nu^{-2/3} = L^*$$

$$\pi_2 = \dot{C} g^{2/3} \nu^{1/3} = C^*$$

$$\pi_3 = qh g^{1/3} \nu^{-5/3} = h^*$$

Segue novamente, dessa análise dimensional, que $C^* \propto \frac{dh^*}{dx^*}$, sendo que a constante de proporcionalidade agora é um número puro e, de forma geral, não há qualquer modificação relativa às conclusões anteriores, porque as grandezas utilizadas para a adimensionalização são constantes físicas (invariantes).

Adimensionalização baseada na geometria dos degraus

Pode-se também propor uma adimensionalização em que as grandezas geométricas relacionadas às dimensões dos degraus sejam consideradas. Isso pode ser feito a partir do uso da definição do número de Froude em termos da altura de rugosidade $k = s \cos \alpha$, em que s = altura do degrau e α é o ângulo formado entre o pseudo fundo e a horizontal, como ilustrado na figura 2. Pretende-se, ao incluir k na formulação, considerar a influência da dimensão característica dos grandes turbilhões formados entre degraus e, portanto, de um fenômeno que ocorre junto ao fundo. O efeito dessa rugosidade sobre a taxa de geração de vazios não é tão claramente perceptível quanto o da própria vazão específica. Pode-se esperar que quanto mais rugoso o fundo, mais intensa seria a turbulência e, em princípio, maior seria a taxa de geração de vazios. Isso eventualmente é verdade para os menores valores de s (ou k) em relação à profundidade média (até o pseudo fundo), mas não necessariamente se verifica para grandes valores de s (ou k). Isso porque a energia do escoamento médio, que desliza sobre o pseudo fundo, é transferida mais intensamente para o movimento dos turbilhões entre grandes degraus, ao invés de gerar turbulência no próprio escoamento médio. Assim, esse movimento bem ordenado, em grandes degraus, atua permitindo o deslizamento

com menor geração de turbulência junto ao pseudo fundo. Não obstante essa tendência teórica divergente para os maiores e menores degraus, k pode ser usado como um parâmetro de adimensionalização, como qualquer comprimento característico, sendo que esse procedimento deve ser testado a partir de diferentes situações de rugosidade. Com essa adimensionalização, a taxa de incorporação de ar pode ser adimensionalizada com a vazão específica e o quadrado de k , como escrito a seguir:

$$\begin{cases} C^* \propto Fr^*, \text{ sendo } C^* = \dot{C}k^2 / q, \\ Fr^* = q / \sqrt{gk^3 \text{sen}\alpha} \\ C^* \propto \frac{dh}{dx} \end{cases} \quad (11)$$

Note-se que esta forma de abordagem não produz imediatamente a proporcionalidade expressa pela equação 2, mas uma proporcionalidade entre \dot{C} e o quadrado de q , uma situação possível, conforme mencionado no parágrafo precedente à equação 1. Entretanto, como a constante K pode ser expressa como função da vazão (equação 4), essa diferença é suprimida. As variáveis q , k , g , dh/dx e \dot{C} produzem os adimensionais da equação 11 usando o teorema de Vaschy-Buckingham, exceto, evidentemente, pela presença do $\text{sen}(\alpha)$ que já é um adimensional. A adoção dessa definição do número de Froude está sendo testada devido ao seu uso frequente na representação matemática da posição de início da aeração e da profundidade no início da aeração.

Como consequência da equação 11, utilizando o coeficiente de proporcionalidade φ , (adimensional), tem-se:

$$C^* = \varphi Fr^* \frac{dh}{dx} \quad (12)$$

Separando as variáveis, integrando para C^* , Fr^* e φ constantes, e definindo os adimensionais $L^* = L/h_1$ e $h^* = h_2/h_1$, obtém-se:

$$L^* = \frac{\varphi}{C^*} Fr^* (h^* - 1) \quad (13a)$$

ou

$$\begin{cases} L^* = \varphi_1 \frac{q}{k^2} Fr^* (h^* - 1) \\ \varphi_1 = \frac{\varphi}{C} \end{cases} \quad (13b)$$

A escolha dos adimensionais L^* e h^* é conveniente, porque se referem à dimensão h_1 , profundidade que pode ser calculada através de equacionamentos conhecidos, como aqueles apresentados em Simões, Schulz e Porto (2010). Adicionalmente, já se verificou sua adequação às formulações fundamentadas nos princípios de conservação de massa, quantidade de movimento e energia, como apresentado em Simões (2011).

Na equação 4 admitiu-se que K pode ser uma variável, adotando-se uma forma de série e integrando a equação decorrente desta série. Essa integração foi necessária porque foi admitido que K pode variar com a profundidade do escoamento. Na presente aproximação admitiu-se que a constante é de fato invariável para com as grandezas de integração (x e h), podendo ser uma função apenas da vazão específica e da rugosidade, o que é expresso pelo número de Froude. Adotando essa aproximação, devido à simplicidade da relação 13b, consideraram-se duas séries:

$$\varphi_1 = \sum_{i=0}^{\infty} a_i Fr^{*b_i} = a_0 Fr^{*b_0} + a_1 Fr^{*b_1} + \dots \quad (14)$$

$$\varphi_1 = \sum_{i=0}^{\infty} a_i Fr^{*i} = a_0 + a_1 Fr^* + a_2 Fr^{*2} + \dots \quad (15)$$

Substituindo os termos obtidos pelo truncamento para $i = 1$ (equação 14) na equação 13b, obtém-se:

$$L^* = \frac{q}{k^2} (h^* - 1) [a_0 Fr^{*b_0+1} + a_1 Fr^{*b_1+1}] \quad (16)$$

Substituindo a equação 15 na equação 13b, obtém-se:

$$L^* = \frac{q}{k^2} (h^* - 1) (a_0 Fr^* + a_1 Fr^{*2} + a_2 Fr^{*3}) \quad (17)$$

Segunda adimensionalização baseada na geometria dos degraus (*k*)

Considerando as grandezas *L* e *h_i* (*i*=1,2) na análise dimensional mencionada após a equação 11, obtém-se, adicionalmente, *L/k* e *h_i/k*. Isso sugere também que a integração da equação 12 pode ser posteriormente adimensionalizada dividindo-se ambos os membros por *k* (ao invés de *h₁*), como mostrado na equação 18. Também nessa equação podem ser adotadas correções para φ_1 , como as séries 14 e 15.

$$\frac{L}{k} = \varphi_1 \frac{q}{k^2} Fr^* \left(\frac{h_2 - h_1}{k} \right) \quad (18)$$

CÁLCULO DAS CONSTANTES

Equações 5 e 6

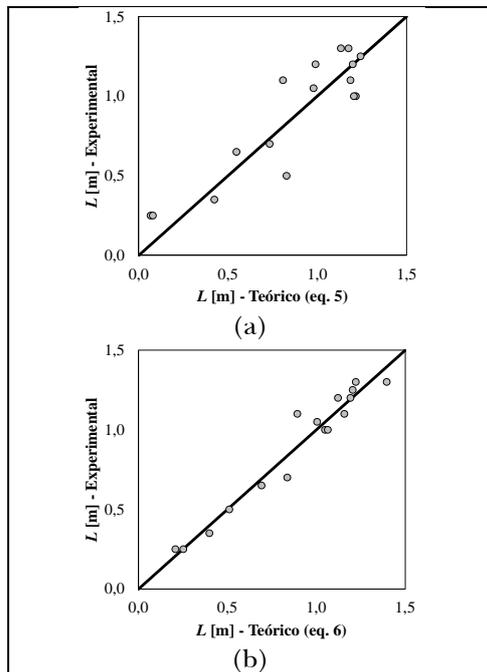


Figura 3 – Comparação entre valores medidos e calculados do comprimento de transição “*L*”: (a) Valores calculados com a equação 5; (b) Valores calculados com a equação 6

As constantes presentes nas equações 5 e 6 foram calculadas minimizando-se a soma dos erros quadráticos entre valores experimentais e teóricos de *L*. Os resultados obtidos foram: 1) Equação 5: $\omega_0 / \dot{C} = 290,7$, $\omega_1 / (2\dot{C}) = -2290,1$ e coeficiente de correlação igual a 0,90; 2) Equação 6: $\theta_1 = 789,12$, $\theta_2 = -976,5$, $\theta_3 = -10610,5$, $\theta_4 = 17265,15$, $\theta_5 = 0,192$ e coeficiente de correlação igual a 0,98. As figuras 3a e 3b comparam os resultados experimentais com os valores teóricos do comprimento de transição calculados com as equações 5 e 6.

Equação 13b com $\varphi_1(Fr^*)$

Se φ_1 for considerado constante, não há boa correlação entre valores medidos e calculados para *L**. Como primeira aproximação, calcularam-se valores de φ_1 para cada *Fr**. Daí estabeleceu-se uma função de ajuste $\varphi_1(Fr^*)$ com $R^2 = 0,97$, como ilustrado na figura 4a. Essa função foi substituída na equação 13b e os valores de *L** foram recalculados. Os resultados obtidos podem ser vistos na figura 4b em comparação aos experimentais. O coeficiente de correlação para esse ajuste resultou igual a 0,87.

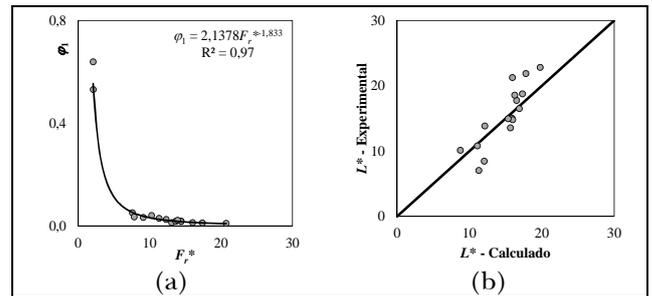


Figura 4 - (a) Relação entre φ_1 e *Fr**; (b) Relação entre valores medidos e calculados de *L**

Equações 16 e 17

O uso da equação 16 resultou um coeficiente de correlação entre valores medidos e calculados igual a 0,86, próximo ao anterior. A soma dos erros quadráticos entre valores medidos e calculados passou de 105,5 (Equação 13b com $\varphi_1(Fr^*)$) para 97,8 (equação 16). Os coeficientes obtidos foram: $a_0 = 0,667$; $b_0 = -2,06$; $a_1 = 1,46$; $b_1 = -1,74$. Os resultados obtidos com a equação 17 foram inferiores aos obtidos com a equação 16, com coeficiente de correlação igual a 0,75 e erros maiores, como pode ser visto na figura 5.

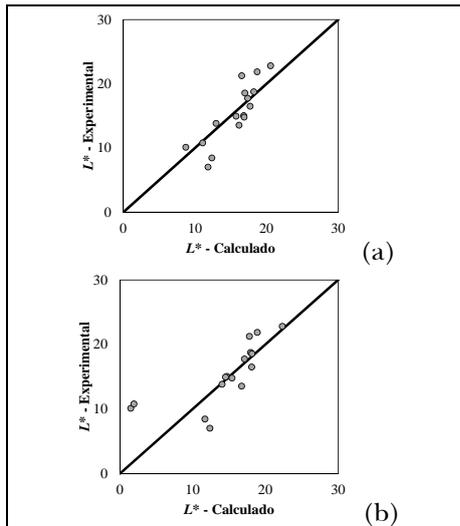


Figura 5 – Comparação entre valores medidos e calculados para L^* : (a) Equação 16 e (b) Equação 17

Equação 18

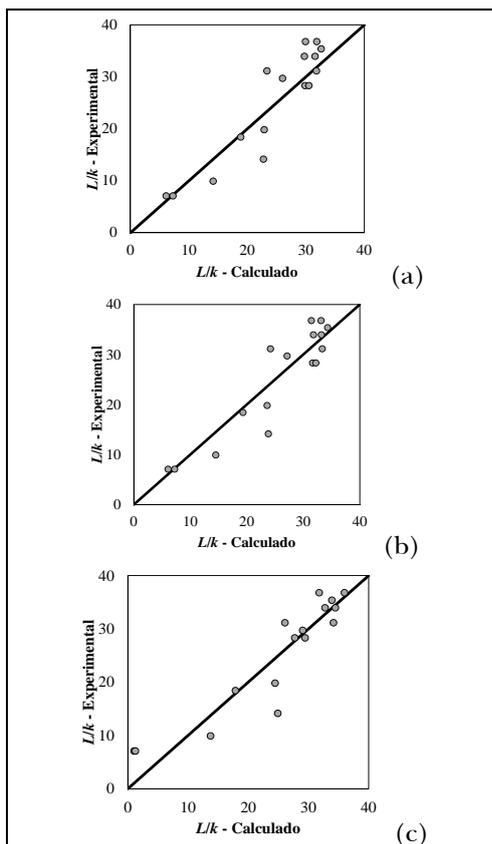


Figura 6 – (a) L/k calculado com a relação entre ϕ_1 e Fr^* (Figura 4a); (b) Relação obtida com o uso das equações 14 e 18; (c) Relação obtida com as equações 15 e 18

O uso da equação 18 com a mesma função de ajuste $\phi_1(Fr^*)$, com $R^2 = 0,97$, da figura 4a, resultou em coeficientes de correlação maiores entre valores medidos e calculados. O coeficiente de correlação entre valores medidos e calculados para L/k resultou igual a 0,92. O gráfico desses valores (medidos e calculados) pode ser visto na figura 6a. As demais alternativas com as séries 14 e 15 e a equação 18 resultaram em coeficientes de correlação iguais a 0,92 também.

CONCLUSÕES

O presente estudo é original em toda a sua extensão, apresentando uma forma de abordagem para entender a interface de escoamentos bifásicos, nesse caso a água e o ar, como uma relação entre a taxa de geração de vazios na água, a vazão específica da água e o gradiente da profundidade da água na direção do escoamento.

Tal relação mostra-se fisicamente coerente, tendo-se demonstrado que a forma genérica da interface é explicada através da equação fornecida. Adicionalmente, ela permitiu apresentar previsões para o comprimento de transição entre duas condições de mistura do escoamento bifásico (nesse caso, entre água pura e mistura completa), em um escoamento particular ocorrendo em canais escalonados.

A equação básica segue as formulações de proporcionalidade entre taxas de transferência e gradientes de propriedades físicas comuns em fenômenos de transporte e em outros campos que envolvem movimento “difusivo”. Nesse caso, a taxa de geração de vazios corresponde a uma taxa de transferência de ar através da interface.

O coeficiente de proporcionalidade foi motivo de maior discussão, apresentando-se soluções para o comprimento de transição considerando-o: 1) constante, 2) dependente da vazão específica e da profundidade do escoamento (esta última sendo uma variável de integração), 3) dependente apenas da vazão e da rugosidade (fatores constantes no problema matemático). Demonstrou-se que a taxa de geração de vazios pode variar com a posição (x), sem implicar em alterações nas conclusões aqui apresentadas.

Em termos de comparação entre dados e previsões, a proposta (1) gerou uma correlação aceitável (coeficiente de correlação de 0,73), enquanto que a proposta (2) gerou um coeficiente de correlação

ção bem melhor (0,90) quando a solução rigorosa foi adotada (dois coeficientes de ajuste). Utilizando uma solução com coeficientes relaxados (cinco coeficientes de ajuste), a solução gerou um coeficiente de correlação de 0,98. A proposta (3) foi multifacetada, produzindo também coeficientes de correlação entre 0,75 e 0,92, utilizando ou uma função de ajuste entre o coeficiente de proporcionalidade e o número de Froude, ou duas propostas de série envolvendo duas e três constantes de ajuste.

Independente da aproximação utilizada para a evolução do coeficiente de proporcionalidade, verificou-se que se atingem bons resultados para a avaliação do comprimento de transição. Assim, entende-se que a presente formulação é adequada para quantificar os fenômenos vinculados à descrição da superfície livre em escoamentos aerados. A decisão sobre a melhor adimensionalização ou representação da constante de proporcionalidade depende de mais experimentos, a serem realizados com novas condições de declividade do canal, envolvendo a presença ou não de degraus, novas dimensões variáveis (geometria dos degraus, por exemplo), entre outros parâmetros que podem ser modificados.

Em termos de metodologia, vale mencionar que o presente estudo é resultado da convergência de diferentes questionamentos e propostas que foram discutidos entre os autores, podendo ser caracterizado como uma conversa contínua em clima de “tempestade cerebral” (*brainstorming*), onde sucessivas abordagens foram geradas e testadas. Eventualmente esse tipo de interação pode ser mais explorado em estudos específicos futuros.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq, pelo processo 141078/2009-0, a CAPES pelo processo 2201/06-2.

REFERÊNCIAS

ARANTES, E. J. *Caracterização do escoamento sobre vertedores em degraus via CFD*. 2007. 204 f. Tese (Doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2007.

BRITO, R. J. R. *Análise da aeração em escoamentos de altas velocidades em calhas de vertedores*. 2011. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2011.

CAIN, P.; WOOD, I. R. Instrumentation for aerated flow on spillways. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 107, n. HY11, 1407-1424, 1981.

CARVALHO, P. D. *Aeração de escoamentos de alta velocidade em canais de forte declividade*. 1997. Tese (Doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, Brasil, 1997.

CHOW, V. T. *Open-channel hydraulics*. New York: McGraw Hill Book, 1959. p.226-227.

KELLER, R. J., LAI, K. K.; WOOD, I. R. Developing Region in Self-Aerated Flows. *Journal of Hydraulic Division*, v. 100, n. HY4, p. 553-568, 1974.

LIMA, A. C. M. *Caracterização de estrutura turbulenta em escoamentos aerados em canal de forte declividade com auxílio de velocimetria a laser*. 2003. Tese (Doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2003.

LIMA, A. C. M.; SCHULZ, H. E.; GULLIVER, J. S. Air uptake along the lower nappe of a spillway aerator. *Journal of Hydraulic Research*, v. 46, n. 6, p. 839-843, 2008.

LUEKER, M. L.; MOHSENI, O.; GULLIVER, J. S.; SCHULZ, H. E.; CHRISTOPHER, R. A. *The physical model study of the folsom dam auxiliary spillway system*. Minnesota: University of Minnesota, St. Anthony Falls Lab., 2008. (Project report, 511).

PETERKA, A. J. *The effect of entrained air on cavitation pitting*. Minneapolis, Minnesota: IAHR/ASCE, 1953. Joint Meeting Paper.

SCHULZ, H. E. *Desenvolvimento de modelo teórico para a absorção de ar em aeradores de fundo*. Relatório Final Pesquisa no Exterior (Report), Proc. CAPES BEX2201/06-2. Minnesota, U.S.A.: St. Anthony Falls Lab., Dept. Civil Engg. Univ. Minnesota, U.S.A., 2008. p. 94-100.

SCHULZ, H. E. *O essencial em fenômenos de transporte*. São Paulo: EDUSP, 2003. 382 p.

SCHULZ, H. E.; LOBOSCO, R. J.; SIMÕES, A. L. A. Multiphase analysis of entrained air in skimming

flows along stepped chutes. In: ACOMEN, Int. Conf. on Advanced Computational Methods in Engineering, 5., 2011, Liège, University Liège. *Proceedings...* Liège: University Liège, 2011. p. 1-10.

SIMÕES, A. L. A. *Considerações sobre a hidráulica de vertedores em degraus: metodologias adimensionais para pré-dimensionamento*. 2008. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2008.

SIMÕES, A. L. A. *Escoamentos em canais e vertedores com o fundo em degraus: desenvolvimentos experimentais, teóricos e numéricos*. 2011. 157 f. Tese (Doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2011.

SIMÕES, A. L. A.; SCHULZ, H. E.; PORTO, R. M. Stepped and smooth spillways: resistance effects on stilling basin lengths. *Journal of Hydraulic Research*, v.48, n.3, p. 329-337, 2010.

STRAUB, L. G.; ANDERSON, A. G. Experiments on self-aerated flow in open channels. *Journal of the Hydraulics Division*, v. 84, n. 7, p. 1-35, 1958.

WOOD, I. R.; ACKERS, P.; LOVELESS, J. General method for critical point on spillways. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 109, n. 2, p. 308-312, 1983.

Development Of The Free Surface In Air-Water Flows: Analogy With Basic Transfer Laws

ABSTRACT

The interface in two-phase turbulent flows can be difficult to define, making it also difficult to quantify the relevant properties related to this interface. In the case of air-water flows, the large difference between the densities implies that, in many practical applications, the system is stratified, with a higher percentage of water in the lower region and a higher percentage of air in the upper region. Additionally, the atmosphere can be considered free of water, while deep flows can be considered free of air. Under these conditions, the position of the upper and lower interfaces of the air-water mixture can be studied more objectively, and the present study concentrates on the position of the upper interface, that is, the contact between the mixture and the atmosphere. The physical conservation laws always lead to useful balances, but frequently they involve numerous adjustments to take into account the simplified details. The present study provides a formulation considering the

observation of the phenomenon and its immediate interfering variables, a usual procedure in the field of Transport Phenomena and which produces physically consistent conclusions. The formulation is applied to calculate the distance between black and full white water in rectangular stepped chutes.

Keywords: *Transport phenomena. Two-phase flows. Channel steps.*

Artificial Neural Network Methods Applied to Forecasting River Levels

Fernando Dornelles*, Joel Avruch Goldenfum*, Olavo C. Pedrollo*

fds_eng@yahoo.com.br; j.goldenfum@gmail.com; pedrollo@gmail.com

Recebido: 17/10/11 - revisado: 26/06/12 - aceito: 07/06/13

ABSTRACT

The use of data-driven models may be an important alternative in several scientific fields, especially when the available data do not allow utilizing physical hydrologic models because these data must be measured in the basin. . This paper explores important aspects of ANN use: initial training conditions, performance assessment, partitioning of the strong seasonal component in short-term samples and ranking results by a weighted score. Sequential partitioning of the sample was shown to be adequate for cases where the data series has a strong seasonal component and short time response. The non-exceeded error was associated with its frequency, giving a measure of performance that is easily understood and which does not depend on the long familiarity required by traditional methods to evaluate results. A weighted score calculated from several indices removed the difficulty of how to reconcile several statistical measures of performance. The need for repeated artificial neural network training using random starting conditions is established, and the ideal number of repetitions to ensure good training was investigated. A straightforward approach to visualization of forecasting errors is presented, and a pseudo-extrapolation region at the domain extremes is identified. The methods were explored using the Quaraí river basin, whose specific characteristics include a rapid response to precipitation events. It therefore provides a good test of artificial neural network methods, including the use of rainfall forecasts which, to be combined with existing data resources, required novel methodological approaches.

Keywords: *Neural networks. Quantitative rainfall. Forecasting. Water-level prediction.*

INTRODUCTION

The hydroinformatics is being increased since end of 1980's due the fast evolution of computer process capacity (ABBOT, 2008), in especial the data-driven modelling and computational intelligence, that have proven their applicability to various water-related problems: modelling, short-term forecasting, data classification, reservoir optimisation, building flood severity maps based on aerial or satellite photos, etc. Data-driven models would be useful in solving a practical problem or modelling a particular system or process if a considerable amount of data describing this problem is available;

there are no considerable changes to the modelled system during the period covered by the model. Such models are especially effective if it is difficult to build knowledge-driven simulation models (e.g. due to lack of understanding of the underlying processes), or the available models are not adequate enough (SOLOMATINE; SEE; ABRAHART, 2008).

Nestes casos, as redes neurais artificiais progressivas são candidatas naturais, por serem identificadas como aproximadores universais de funções (HORNIK; STINCHCOMBE; WHITE, 1989).

Focusing on the mathematical methods for the multi-layer neural networks empirical modelling this paper deals with important aspects of this technique, such as the problem of convergence, the identification of optimum architecture, sample partitioning, and indices of model performance. In most published work, these topics either receive little.

*IPH - Instituto de Pesquisas Hidráulicas – UFRGS

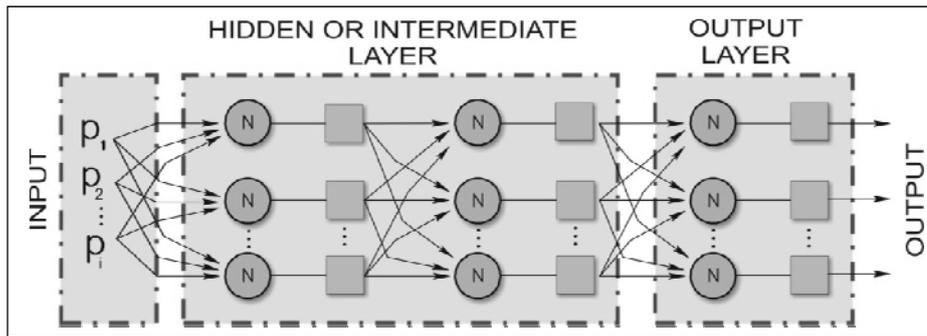


Figure 1 – Example of neural network structure

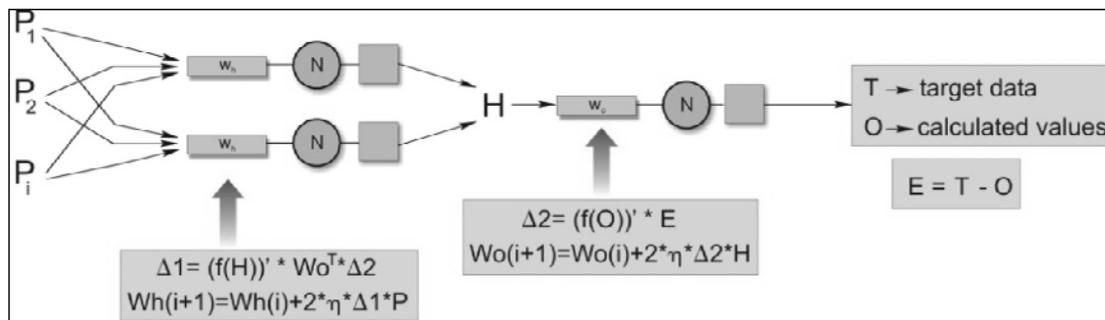


Figure 2 – Training scheme for training by back-propagation

Difficulties in the use of neural networks arise particularly where there is strong seasonality and where data are limited: a situation commonly encountered when modelling hydrological phenomena. The objective of the paper is therefore to establish whether the mathematical and strategic resources available for use can contribute, when correctly used, to the solution of some of the problems that occur where artificial neural networks are used to forecast river levels. To illustrate the application of mathematical methods for neural network modeling, a small hydrologic basin was chosen for which forecasting is inherently difficult and for which data series are short.

On this way the aim here is not compare results of different models, the application case was employed just to show the effects of the techniques proposed.

ARTIFICIAL NEURAL NETWORKS

Neural networks are computational models inspired by the way in which biological neurons function, and consist of processing layers with each

layer having several neurons. Data are received by the neurons in the first layer (the entry layer) and produce output signals which in turn stimulate neurons in the next layer, until the final layer (the output layer) is reached, as illustrated in figure 1.

The principal characteristics of artificial neural networks are that they learn and generalize. They learn in terms of their capacity to extract information from a sample of observations of input vectors and their corresponding outputs; they generalize through their capacity to respond to situations not previously encountered during the learning process.

The most widely-used training method for a multi-layer network is by error back-propagation (RUMELHART; HINTON; WILLIAMS, 1986). The weights of each neuron are updated by using what is termed the “delta rule” separately for each neuron:

$$w_{k+1} = w_k - \eta \nabla (E(w_k)) \tag{1}$$

where η is the magnitude of the learning step, taken with a negative sign; w are the neuron synaptic weights, and E is the quadratic error of the network output.

The procedure used in what follows is described by Kovacs (2002). The inputs to each neuron are the outputs from the preceding layer, and its errors, when the neuron is not an output neuron, are found from the product of the weights in the following layer with the derivative of the activation function, and from the errors of that layer (Figure 2).

Convergence of this method can be speeded up by using a variable learning step which is increased (decreased) when the error in the previous iteration is smaller (greater) than in the current iteration. An inertial term, momentum, can also be introduced which reduces oscillation towards convergence by effectively maintaining the most recently observed trend.

When training a neural network it is possible for overfit to occur; this is when a model is fitted to noise terms in the training sample, generating unsatisfactory results when the fitted network is applied to new data not used for training. Giustolisi and Laucelli (2005) observed that this problem always produces negative effects on generalization, which are worse if the noise is non-Gaussian. The problem can be avoided by using a cross-validation sample which is used to respond in parallel whilst the network is being trained. In the case of the training sample the mean error always becomes smaller as the number of iteration increases, but for the cross-validation sample there will be a number of iterations for which the error is a minimum (Figure 3).

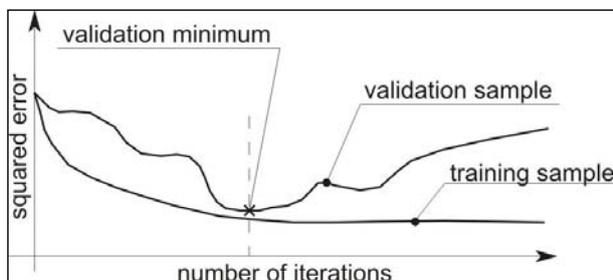


Figure 3 – Quadratic error function for training and validation samples

In the case of supervised training with both input and output data available, the cross-validation method divides the total available sample into three parts: one part for training, one for cross-validation, and one for verification.

Neural networks have been used successfully for hydrological forecasting (ACHELA; JAYAWAR-

DENA, 1998; BRAVO et al., 2009; TOKAR; MARKUS, 2000), but many methodological aspects remain to be explored, such as the initial training conditions, error evaluation and partitioning of the strong seasonal component when the available records are short. In this paper, these aspects are explored using as an example the forecasting of river water-levels in a drainage basin with short hydrological records.

APPLICATION

Characteristics of the system

The drainage basin lies upstream of the cities Quaraí and Artigas, in Brazil and Uruguay respectively, and has an area of roughly 4500 km². Its soil is shallow (~50cm), giving a high mean runoff coefficient (~ 0.46) for a rural basin. Its time of concentration is about 28h, and the time between peak rainfall and peak discharge is about 12h. These characteristics are such that 90% of the total annual runoff from the basin occurs in 30% of the time (PPGICBRQ, 2005).

Characteristics of the system

The region for which water-level forecasts are required has a telemetered water-level gauge monitored by the DNH (Dirección Nacional de Hidrología del Uruguay), giving measurements of river level that are continuously updated. A hydrometeorological forecast, downloaded from the internet, is issued twice daily (at 0h and 12h) by the Brazilian agency CPTEC (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos). This quantitative forecast is generated for a network of points on a 40km grid and with a 5-day time horizon. Four grid-points were selected that lie within the basin and a forecast of mean daily rainfall was calculated using the areas of Thiessen polygons as weights.

The raw data were organized to obtain the samples used by the neural network, and consisted of three inputs and one output variable. The inputs to the neural network used to explore the proposed method were the river levels one and two days prior to the day on which the forecast is issued, together with the sum of rainfall forecasts for the basin, up to the day for which the water level is forecast. The period for which rainfall forecasts were available began on 5 January 2005 and ended 5 January 2007.

Sample partition

Each of the five sample series (one for each forecast horizon) was divided into three parts: one for training, another for validation and the third for verification. The partitioning that is normally used, in which the sample is divided into three separate sub-samples that are each contiguous in time, gives rise to problems (LACHTERMACHER; FULLER, 1994) as, due to the possible existence of anomalous periods, the samples will be not homogeneous, leading to an inadequate neural network training. So that an alternative procedure was sought, in which the separation was effected by taking four samples, the first and third for training, the second for validation and the fourth for verification, in the scheme shown in figure 4.

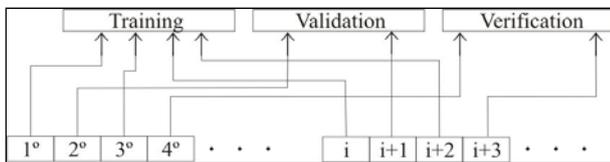


Figure 4 – Sequential partitioning of samples

The reason for this form of partitioning was to obtain samples that were more representative of the whole data-set. The usual method of partitioning samples would have led to very heterogeneous sub-samples, because of the pronounced seasonality in basin hydrological regime. Another method for sample partition was used by Dawson et al. (2006), where the three parts was obtained with a random selection that produced reasonable samples with different catchment types and sizes in each sub-set. To ensure that the training sample is as representative as possible, it is larger than those for cross-validation and verification, so that the proportions of records allocated to training, cross-validation and verification were 50%, 25% and 25%, respectively.

Characteristics of the neural networks used

Neural networks can have various configurations according to the combination of their characteristics. A three-layer configuration was used here, since by virtue of the Kolmogorov-Nielsen theorem of 1957, cited by Kovacs (2002), this is adequate for approximating functions by means of neural networks.

In an initial trial, both the activation functions and the training parameters (step-size, number of iterations, stopping criteria, minimum error and

decrease in its slope) were fixed, with only the number of neurons in the intermediate level being allowed to vary by trial and error. The activation functions were TANSIG (sigmoid with response values between +1 and -1) for the input layer, and POSLIN (linear with response values equal to or greater than zero) for the output layer (DEMUTH; BEALE, 2004). The function used for the output avoids the occurrence of negative values without imposing an upper limit, so that forecasts in the verification sample can have values greater than those found in the training sample (Figure 5).

These functions take values only over their permitted ranges, so that data samples must be scaled so that they too lie within these ranges. The stopping criteria were that the mean square error should be less than 0.001 and that the number of iterations should be less than 20,000. This limit was adopted by observing the decrease in mean square error, which is almost irrelevant beyond this number of iterations. Another stopping criterion was to set the value of least gradient at 1×10^{-10} , which would indicate non-converging trend. The value of the training step was set at 0.02.

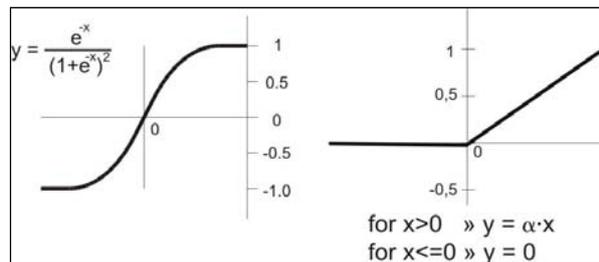


Figure 5 – Graphs of the activation functions TANSIG (left) and POSLIN (right)

A number of inflections due to increase in error calculated in the validation sample was permitted, the maximum being set at 50. This value was chosen because oscillations were observed shortly after training began, which interrupt the convergence process, still giving very large mean square errors.

Criteria for evaluating performance

Results for evaluation of comparative performance used the same verification sample for both models analyzed in this paper. This sample had 122 values from which the following performance measures were calculated: error mean square (EMS), absolute mean error (AME), absolute stand-

ard error (ASE), coefficient of linear correlation (R), coefficient of persistence (CP) and indices made of absolute error non-exceeded for frequencies 50%, 75% and 90%. The efficiency coefficient is the proportion of variation in the observed variable that is explained by the model, and the “non-exceeded error” for a given frequency is the numerical value which is not exceeded by a specified percentage of model errors, giving a simple intuitive measure of the quality of model predictions (PEDROLLO, 2005). Symbolically,

$$EMS = \frac{\sum (P_c - P_o)^2}{n} \quad (2)$$

$$AME = \frac{\sum |P_c - P_o|}{n} \quad (3)$$

$$ASE = \sqrt{\frac{\sum (P_c - P_o)^2}{n}} \quad (4)$$

$$R = \frac{\sum (P_o - \bar{P}_o) \cdot (P_c - \bar{P}_c)}{\sqrt{\sum (P_o - \bar{P}_o)^2 \cdot \sum (P_c - \bar{P}_c)^2}} \quad (5)$$

$$CP = 1 - \frac{\sum (P_{o_i} - P_{c_i})^2}{\sum (P_{o_i} - P_{o_{i-1}})^2} \quad (6)$$

where PC , PO and n are the forecast level, observed level and number of values in the sample respectively. The “non-exceeded error” is the p-quantile of the absolute errors |Po-Pc| for a given frequency p.

The use of a single measure of fit to evaluate performance of a neural network invariably favours one single characteristic, such as the magnitude of extreme events, or the magnitude of a mean value over time. Taking several such indices together gives a better idea of network performance, but analyzing them singly can be time-consuming. The approach used in this paper is to combine a number of performance indices into a single weighted value; by judicious selection of weights, greater emphasis can be allocated to (for example) extreme values, without discarding all other aspects of model fit.

Definition of the smallest number of training repetitions

There is no way to be sure that good initial values of the synaptic weights (i.e., weights given to the links between inputs and activation functions) have been chosen, and usually they have been ini-

tialized with small and random values (ASCE TASK COMMITTEE, 2000), so that distinct paths were always traced out on the errors surface at each new initiation, thus repeatedly ending up at a different local minimum. It is desirable that training be repeated with the best results being selected, but there is little guidance about how many repetitions should be used; this aspect was therefore analyzed in this study with a view to ascertaining the number of repetitions needed for which no further improvement in results occurs when this number is exceeded. Antcil et al. (2006) evaluated performance variability, which depends of the random initial values of the neural network weights, by repeating the complete neural network training 50 times and then using the median result as a reference performance, but they did not show the behaviour of other training runs. The median may also not be the most appropriate measure.

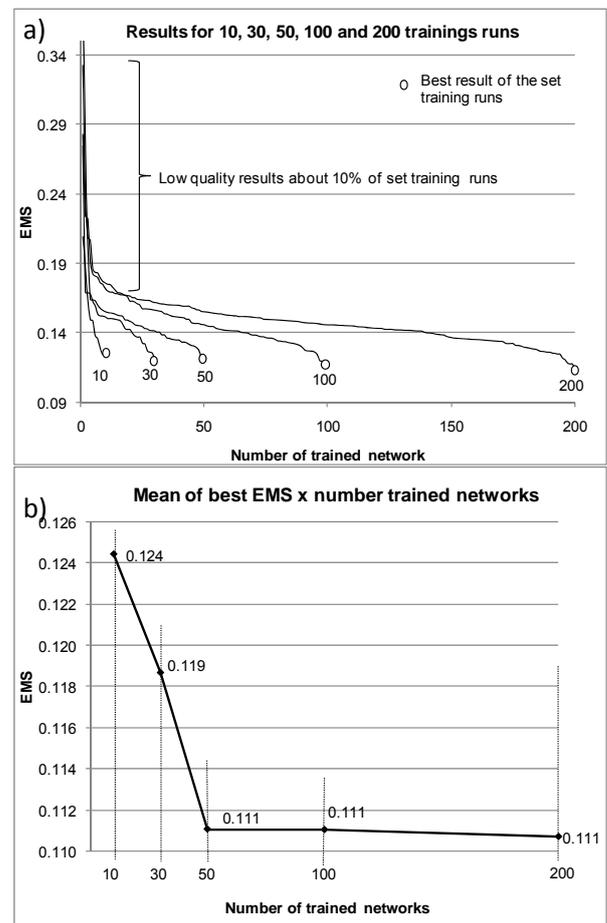


Figure 6 – Behaviour of the index as a function of the number of training runs

To find a more robust measure of the influence of number of training runs, the present study used ten simulations for each initialization set of 10, 30, 50, 100 and 200, resulting in the mean values of EMS shown in figure 6(b). Values were also obtained for other measures of fit (AME, ASE, R, CP and percentage non-exceeded), giving 100, 300, 500, 1000 and 2000 trained networks for the 10, 30, 50, 100 and 200 initialization sets respectively.

Combination of indices of model performance

An obvious first approach to judging which training run gave the best result would be to choose the run giving the best indices; however it is rare for one training run to give the best values for all indices of performance, and a run that is best for some indices may show mediocre values for others. Further, the contradictory indices results may indicate different neural networks or neuron synaptic weights implying on a dilemmas problem to choice the best model.

To deal of the dilemmas of ranking the results performance and to limit the time required both to select the best neural network architecture and to compare results from different models, a combined index was calculated by weighting the statistics obtained, with the weights selected so as to place more importance on those indices which penalize errors in peak levels (Table 1).

The combined index goal is to give a more robust statistic than analyse just the set of indexes, once, frequently, the indexes indicate discrepant conclusions, although near with each other.

Table 1 – Weights applied to indices of neural network performance

Error mean square (EMS)	3
Absolute mean error (AME)	2
Absolute standard error (ASE)	1
Coefficient of linear correlation (R)	2
Coefficient of persistence (CP)	3
90% non-exceeded error	3
75% non-exceeded error	2
50% non-exceeded error	1

The scaled value $V_{i,j}$, for each index is

$$V_{i,j} = w_i \cdot \left(\frac{|\text{best}(I_i) - I_{i,j}|}{\text{best}(I_i) - \text{worst}(I_i)} \right) \quad (7)$$

where w_i is the weight given to the i -th index; I is the vector containing the results of the i -th indices that are to be weighted; j is the number of the training run.

The score NP_j for each training run is then

$$NP_j = \frac{\sum V_{i,j}}{\sum w_i} \quad (8)$$

These indexes were developed placing bigger importance to peak level errors; consequently, they will be appropriate only for applications where the estimation of the peak levels and their recurrences is the main goal. If the main objective is different, other indexes can be necessary. For example, when applying the methodology to a flood warning system, the main variables would be alert and flooding levels and their respective times of occurrence. In this case, the above presented indexes are not the most appropriate; to penalize a specific water level in the judging which training run gave the best result, it is necessary to create an exclusive index and to attribute a high weight to the selected water level target.

RESULTS AND ANALYSES

Table 2 shows the best mean indices, for 10, 30, 50, 100 and 200 training runs. These were obtained from the ten simulations made for each number of training runs, with a one-day-ahead forecast horizon.

Based on the test results, the minimum of 50 training runs was used for each of neural network architecture, since there was little evidence of any useful increase in precision beyond that number. The best training run from the sets of 50 was therefore identified, and having chosen the best architecture for the forecasting model, the selected network was applied to the verification sample which had played no part in either training or cross-validation of the selection stages, and so was totally independent of them. Table 3 shows the results obtained from the verification sample using the best model selected for each forecast horizon.

The performance indices can be interpreted individually. Whilst, for example, the coefficient of linear correlation R for one-day-ahead forecasts was 0.899, the 90% non-exceeded error was 0.48m. Based on this value of R , a decision-maker familiar with the model results could decide whether this result is favourable or not, taking account of basin size and other factors. But even without any familia-

Table 2 – Best index for set of 10, 30, 50, 100 and 200 training runs

N° runs	training	EMS (m ²)	AME (m)	ASE (m)	R	CP	90% non-exceeded error (m)	non-75% exceeded error (m)	non-50% exceeded error (m)
10		0.124	0.170	0.352	0.951	0.579	0.401	0.181	0.073
30		0.119	0.164	0.344	0.953	0.597	0.374	0.171	0.068
50		0.111	0.160	0.333	0.956	0.623	0.369	0.166	0.069
100		0.111	0.159	0.333	0.956	0.623	0.359	0.164	0.067
200		0.111	0.159	0.332	0.957	0.625	0.359	0.164	0.068

Table 3 – Results from the verification sample – neural network with forecasts of rainfall

Horizon	EMS (m ²)	AME (m)	ASE (m)	R	CP	90% non-exceeded error (m)	non-75% exceeded error (m)	non-50% exceeded error (m)	Score
Day 1	0.255	0.227	0.505	0.899	0.361	0.480	0.204	0.079	0.824
Day 2	0.436	0.345	0.660	0.812	0.414	0.795	0.333	0.157	0.494
Day 3	0.546	0.422	0.739	0.757	0.442	0.946	0.486	0.207	0.275
Day 4	0.545	0.425	0.738	0.759	0.503	0.991	0.515	0.219	0.324
Day 5	0.637	0.477	0.798	0.735	0.475	1.073	0.541	0.276	0.142

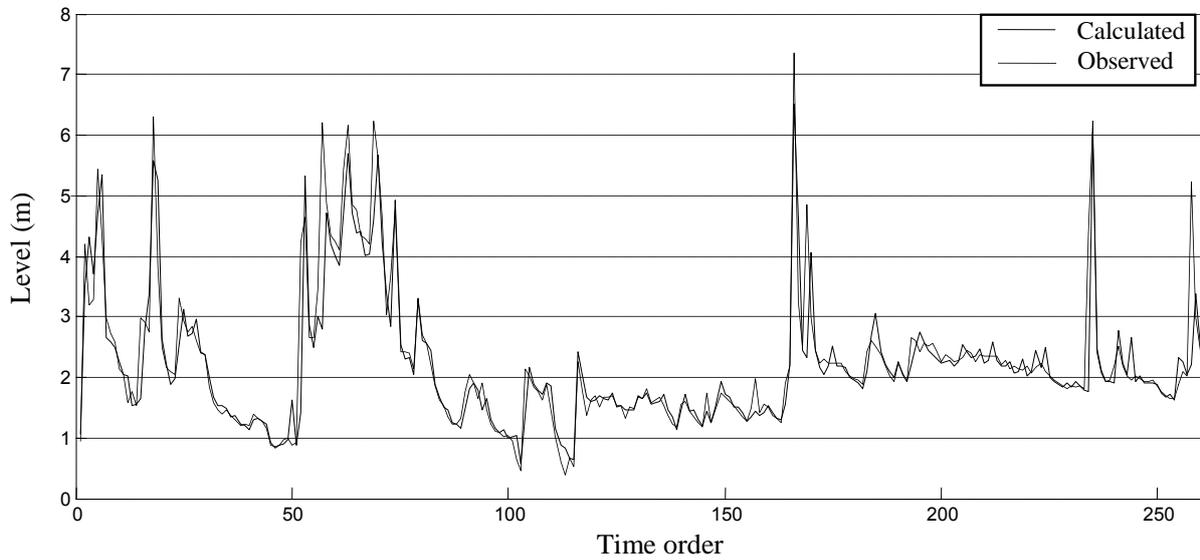


Figure 7 – Observed water-levels and one-day-ahead forecasts

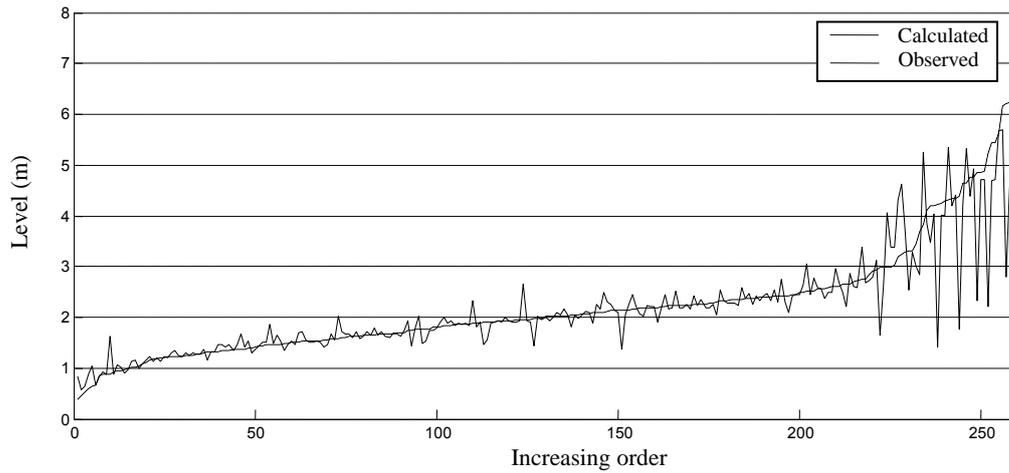


Figure 8 – One-day-ahead forecasts and corresponding observations, in increasing order of magnitude

ity with index usage, a decision-maker could consider whether a model in which the error in forecasts will not be greater than 48cm for 90% of the time is adequate for his/her needs.

However, a better comparison may be obtained by using the weighted score in order to reduce ambiguities. The decline in performance as a function of increasing forecast horizon shown by the indices given above is reversed between Days 3 and 4. The quality of the rainfall forecasts when they are placed in rank order of days is found to be 1, 2, 5, 4 and 3, which suggests some hypotheses that explain this result. The water-level forecast uses forecast values of accumulated rainfall, so that the drop in rainfall forecast accuracy on Day 3 exerts a greater influence than when the forecast horizon is 4 days.

Figure 7 shows a graph of observed and predicted water-levels for a one-day forecast horizon.

A look at values plotted in time order is a useful first step for showing whether the model has identified a false fit.

One way to evaluate the errors in water-level forecasts for events of greater magnitude is to graph the forecast level against the magnitude of the level that the model should have shown, i.e., the observed level. This is shown in figure 8.

CONCLUSIONS

The research reported in the paper was undertaken to explore modelling techniques, which were applied to a small drainage basin for which

forecasting water-levels is very difficult, since short hydrological records limit the flexibility in modeling approach. Although the final numerical results were not particularly encouraging for an water-level forecasting operational use in the specific drainage basin of the river Quaraí, the purpose of the work was to explore and develop methodology without compare with results in other basins, that can be an issue for future papers to prove the effectiveness of the techniques here proposed. The particular characteristics of the Quaraí basin include a high runoff coefficient, a concentration time of about 28h, and a time between peak rainfall and peak runoff of 12h, showing that the basin response to rainfall is rapid. Thus it presents a challenging test for artificial neural network modelling even with the correct use of existing methods, whilst some novel developments were also needed.

Sequential partitioning of the data record was found to be convenient because the data sequences were strongly seasonal and fairly short. This sequential method ensured that the three sample groups, for training, validation and verification, maintained the same statistical characteristics, which is a convenient basis for training and testing neural networks. The statistical equivalence of the samples was also important for determining the band of random variation during cross-validation.

The use of non-exceeded error values for different frequencies was found to be particularly useful for evaluating model results, giving direct measures of error magnitudes for frequencies 50, 75 and 90%. Such measures provide a very convenient description of forecast qualities because they are easy to understand even by users who have not seen

them before. This is in contrast to more traditional measures of model fit for which a certain experience is needed before their use comes naturally. The non-exceeded errors also agree with the other indices used which show that forecast performance falls off as the forecast horizon increases.

The use of a weighted score of several indices was shown to be useful in that it removed the dilemma of which among several different indices should be used for comparing the performance of alternative models.

The problem of convergence to local minima when training a neural network was investigated using repeated training runs and analysis of their results. It was established that about 10% of training runs reach minimum values that gave much poorer model fits than the best training run. It was also found that the best performance measure from 50 runs was roughly equal to that given by 100 and 200 runs, independent of network architecture and the training algorithm used.

A firm conclusion from the study, therefore, is that a number of training runs are needed with randomized initial conditions, since it was shown that results from a single training run, used in much published work, are unreliable.

It would be very desirable to have a general recommendation concerning the number of training runs needed, and the results given here are a step towards achieving this end, although further confirmation is required by tests with data from other case studies. If such research shows that no general recommendation is possible, more complex guidelines will need to be developed.

Presenting the results of model forecasts, in the usual way, by plotting observed and forecast water-levels in time sequence may obscure model errors, in particular for events where water levels are high. The alternative of showing results in order of increasing water levels gave a very clear picture of the poor fit obtained at high water levels.

With these tools, a decision-maker can look at a graph similar to those shown and decide whether the errors that will occur, particularly at higher water levels, are such that his/her objectives will fail to be met, even though statistical indices look reasonably satisfactory, in their bands of variation.

It can be further concluded from this test-case that neural networks are unable to extrapolate outside the domains observed, where functions are to be approximated. This is already accepted by many, but the present work confirms that neural networks have difficulty even in approximating regions that occur only infrequently within the do-

main of observation. Or, expressed another way, there is a region of pseudo-extrapolation near domain extremes which needs much further study.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank CNPq for its award of a study grant; DNH (Dirección Nacional de Hidrología del Uruguay) for giving access to water-level data; and CPTEC (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos) for providing meteorological forecasts.

REFERENCES

- ABBOTT, M. B. Some future prospects in hydroinformatics in hydroinformatics. In: ABBOTT, M. B. *Computational intelligence and technological developments in water applications*. Berlin: Springer, 2008. chapt. 1, p. 3-16. (Water Science and Technology Library, 68).
- ACHELA, F. D. K.; JAYAWARDENA, A. W. Runoff forecasting using RBF networks with OLS algorithm. *Journal of Hydrology Engineering*, p. v. 3, n. 3, 203-209, 1998.
- ANCTIL, F.; LAUZON, N.; ANDRÉSSIAN, V.; OUDIN, L.; PERRIN, C. Improvement of rainfall-runoff forecasts through mean areal rainfall optimization. *Journal of Hydrology*, v. 328, n. 3-4, p. 717-725, 2006.
- ASCE TASK COMMITTEE. Artificial neural networks in Hydrology I. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 5, n. 2, p. 115-123, 2000.
- BRAVO, J. M.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; UVO, C. B.; PEDROLLO, O. C.; CHOU, S. Incorporating forecasts of rainfall in two hydrologic models used for medium-range streamflow forecasting. *Journal of Hydrology Engineering*, v. 14, n. 5, p. 435-445, 2009.
- DAWSON, C. W.; ABRAHART, R. J.; SHAMSELDIN, A. Y.; WILBY, R. L. Flood estimation at ungauged sites using artificial neural networks. *Journal of Hydrology*, v. 319, n. 1-4, p. 391-409, 2006.

DEMUTH, H.; BEALE, M. *Neural network toolbox: user's guide version 4.0, for use with MATLAB*. Natick, MA: Mathworks, 2004. 1v.

GIUSTOLISI, O.; LAUCELLI, D. Improving generalization of artificial neural networks in rainfall-runoff modeling. *Hydrological Sciences Journal*, v. 50, n. 3, p. 439-457, 2005.

HORNIK, K.; STINCHCOMBE, M.; WHITE, H. Multilayer feedforward networks are universal approximators. *Neural Networks*, v. 2, n. 5, p. 359-366, 1989.

KOVACS, Z. L. *Redes neurais artificiais: fundamentos e aplicações*. 3. ed., rev. São Paulo: Livraria da Física, 2002.

LACHTERMACHER, G.; FULLER, J. D. Backpropagation in hydrological time series forecasting. In: HIPEL, K. W.; MCLEOD, A. I.; PANU, U. S.; SINGH, V. P. (Ed.). *Stochastic and statistical methods in hydrology and environmental engineering*. Dordrecht: Kluwer, 1994. 229-242. v. 3.

PEDROLLO, O. C. Forecasting River Levels with Neural Networks Application for Rosário do Sul – RS (in Portuguese). In: ÁGUASUL - SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO SUL, 1.; SIMPÓSIO DE ÁGUAS DA AUGM, 1., 2005, Santa Maria. *Anais...* Santa Maria: [s.n.], 2005. v. 1.

PPGICBRQ. Pilot Project on Integrated Flood Management in the Basin of the River Quarai. Final report (in Portuguese). DNH (Dirección Nacional de Hidrografía del Uruguay) and IPH (Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Brasil). 2005.

RUMELHART, D. E.; HINTON, G. E.; WILLIAMS, R. J. Learning Internal Representations by Error Propagation. In: RUMELHART, D. E.; MCCLELLAND, J. L. *Parallel distributed processing: explorations in the microstructure of cognition*. Cambridge, MA: MIT Press, 1986. v. 1.

SOLOMATINE, D. L. M.; SEE, L. M.; ABRAHART, R. J. Data-driven modelling: concepts, approaches and experiences. In: ABRAHART, R.J.; SEE, L. M.; SOLOMATINE, D. P. *Practical in hydroinformatics: computational intelligence and technological developments in water applications*. Berlin: Springer, 2008. chapt. 2. (Water science and technology library; 68).

TOKAR, A. S.; MARKUS, S. Precipitation-runoff modeling using artificial neural network and conceptual models. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 5, n. 2, p. 156-161, 2000.

RESUMO

A utilização de modelos orientados pelos dados (“data-driven models”) pode ser uma alternativa importante, principalmente quando não se dispõe de dados que permitam a utilização de modelos de base física, providos de parâmetros estabelecidos em função das propriedades medidas no sistema. O presente trabalho explora aspectos importantes na utilização das redes neurais artificiais: Condições iniciais aleatórias do treinamento, a avaliação do desempenho, o particionamento dos dados para amostras pequenas com forte sazonalidade e o ordenamento dos resultados por meio de um índice ponderador de diversas estatísticas. Uma técnica de particionamento sequencial mostrou-se adequada para casos em que a série de dados apresenta forte sazonalidade e rápida resposta temporal. Os quantis das amostras dos erros, utilizados como índices de não-excedência associados à frequência de ocorrência fornecem uma estatística de desempenho de fácil percepção, cujo significado, em termos absolutos, permite interpretação direta, independentemente da experiência prévia, como acontece com os tradicionais métodos de avaliação de desempenho de resultados. Um índice ponderado calculado com base em vários índices de desempenho removeu a dificuldade de como conciliar a contradição entre diversas estatísticas de medição de desempenho. A necessidade de repetir o treinamento da rede neural artificial usando condições iniciais aleatórias é confirmada, e foi investigado o número ideal de repetições necessárias para garantir um bom treinamento. Uma visualização dos erros em função do nível d'água em ordem crescente é apresentada, e uma região de pseudo-extrapolação para os valores extremos é identificada. Os métodos foram explorados em uma aplicação para a bacia do rio Quarai, que apresenta uma rápida resposta para eventos de precipitação. As dificuldades resultantes da rapidez das respostas, por um lado, limita o desempenho que é possível alcançar, porém, por outro, constitui uma oportunidade para avaliar as metodologias aplicadas, incluindo o uso de previsões de precipitação, que, combinada com os dados de monitoramento existentes, acabam por requerer uma nova metodologia de abordagem.
Palavras-chave: Redes neurais. Quantidade de água. Previsões. Nível de água.

Outorga para Lançamento de Efluentes – Uma Metodologia de Apoio à Gestão de Recursos Hídricos

Renata Barros Pinheiro¹, Suzana Maria Gico Lima Montenegro², Simone Rosa da Silva³,
Yvonilde D. P. Medeiros⁴, Joana Tereza Aureliano⁵

rena.pinheiro@gmail.com; suzanam@ufpe.br; simorosa2003@yahoo.com.br; yvonilde.medeiros@gmail.com; jaureliano@semas.pe.gov.br

Recebido: 31/12/11 - revisado: 09/08/12 - aceito: 17/08/13

RESUMO

A crescente crise mundial de abastecimento de água ressalta a necessidade da implementação de instrumentos que norteiem os órgãos gestores no controle do lançamento de efluentes, particularmente nos mananciais hídricos superficiais, objeto deste estudo, visto que a má qualidade da água a torna indisponível para determinados usos. Este trabalho teve por objetivo propor uma metodologia de auxílio aos gestores de recursos hídricos na tomada de decisões, no que se refere à outorga para lançamento de efluentes em cursos d'água, utilizando um modelo de qualidade de água e definindo critérios a serem adotados na análise dos pleitos. A área utilizada para a calibração do modelo de qualidade e para a simulação de cenários foi um trecho de aproximadamente 22km do rio Capibaribe, entre os municípios de São Lourenço da Mata e Recife, Pernambuco. O modelo matemático adotado foi o Qual-UFMG, tendo sido analisados os parâmetros OD e DBO. Os resultados obtidos demonstram que menos de 10% do trecho em estudo apresenta estes parâmetros dentro dos limites estabelecidos por lei para a sua classe de enquadramento. Além disso, foi possível a identificação dos pontos críticos, onde será necessária uma adequação dos empreendimentos instalados, e pontos onde o rio ainda apresenta alguma capacidade de depuração. A simulação de cenários hipotéticos permitiu concluir que a implantação de metas progressivas de ajuste do efluente enquadra o rio nos padrões estabelecidos para sua classe.

Palavras-chave: Gestão de recursos hídricos. Lançamento de efluentes. Modelagem de qualidade da água.

INTRODUÇÃO

Para se por em prática um modelo de desenvolvimento sustentável é primordial uma eficiente gestão das águas. A quantidade e a qualidade da água são indissociáveis, pois os aspectos qualitativos podem ocasionar restrições de disponibilidade hídrica. A qualidade da água está atrelada aos usos pretendidos, podendo ser de boa qualidade para um fim e não para outro. Portanto, tendo este recurso natural usos múltiplos, deve-se preservar a qualidade adequada para o uso mais nobre a que se destina.

Os corpos d'água têm a capacidade de recuperar muitas de suas características e encontrar uma nova situação de equilíbrio por meio de um conjunto de processos naturais chamados "autodepuração". Porém, caso a carga poluidora lançada seja maior que a capacidade de recuperação do manancial, poderão ocorrer danos irreversíveis neste ecossistema (ARAÚJO; SANTAELLA, 2003).

Atualmente o Brasil encontra-se em um ritmo acelerado de crescimento, elevando a demanda por consumo de água. Ao mesmo tempo em que os empreendimentos necessitam de água em seus processos, despejam resíduos nos corpos d'água. A poluição causada por estes despejos pode alcançar os mananciais de forma pontual ou difusa, sendo esta última mais difícil de quantificar e controlar (MOTA, 2000). Para minimizar os danos que este modelo de desenvolvimento pode causar ao meio ambiente, é preciso implementar plenamente as políticas públicas ambientais.

A maioria dos estados brasileiros não tem a outorga para lançamento de efluentes implantada. Alguns já possuem regulamentação específica, mas

¹ Agência Pernambucana de Águas e Clima – APAC

² Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

³ Universidade de Pernambuco - UPE

⁴ Universidade Federal da Bahia - UFBA

⁵ Secretaria de Meio Ambiente e Sustentabilidade do Estado de Pernambuco

ainda não a praticam, outros estão realizando estudos para a definição dos critérios de análise.

Um dos impedimentos à implantação da outorga para lançamento de efluentes de forma plena na maioria dos estados do Nordeste é a intermitência de alguns rios do semiárido. A indisponibilidade periódica de água não permite a diluição ou mesmo o transporte do efluente, sendo este, muitas vezes, a única vazão do corpo receptor.

O objetivo deste artigo é apresentar uma proposta de metodologia para auxiliar os gestores de recursos hídricos na implantação da outorga para lançamento de efluentes, baseada em um modelo matemático adaptado à planilha eletrônica e alimentado com os dados secundários disponibilizados na web.

ÁREA DE ESTUDO

A bacia do rio Capibaribe foi escolhida por se tratar de um rio que corta a capital do Estado, ser um dos patrimônios hídricos abastecendo 43 municípios (BIONE et al., 2009) e ter grande importância no desenvolvimento sócio-econômico do Estado de Pernambuco.

A bacia do rio Capibaribe apresenta uma área de cerca 7.500km² e está localizada na porção norte-oriental do Estado de Pernambuco (Figura 1). O rio nasce na divisa dos municípios de Jataúba e Poção, atravessa diversos centros urbanos, servindo de corpo receptor de resíduos industriais e domésticos e percorre uma extensão total de aproximadamente 280km até a foz, na cidade do Recife (PERNAMBUCO, 2002).



Figura 1 – Mapa de localização da bacia do Capibaribe em PE

Fonte: Pernambuco, 2002.

O rio Capibaribe apresenta regime fluvial intermitente no seu alto e médio cursos, tornando-se perene a partir da cidade de Limoeiro. Para

melhor detalhamento do Plano Diretor elaborado em 2002, a bacia foi dividida em quatro unidades de análise, conforme apresentado na figura 2.



Figura 2 – Unidades de Análise - Bacia do Rio Capibaribe (Adaptado de PERNAMBUCO, 2002)

Os relatórios de monitoramento da Agência Pernambucana de Meio Ambiente – CPRH apresentam as localizações das estações de monitoramento da qualidade d'água operadas por este órgão. O trecho utilizado neste trabalho situa-se integralmente na UA-4 e tem uma extensão de aproximadamente 22km, iniciando-se na estação CB-60 seguindo para jusante até a estação CB-80, conforme indicado na figura 3. Além destas, neste trecho encontram-se ainda outras duas estações de qualidade d'água operadas pela CPRH (CB-71 e CB-72) e duas operadas pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, sendo que as últimas possuem ainda dados de cota e vazão, e uma delas de perfil transversal. A área de drenagem do trecho escolhido é de aproximadamente 100km².

METODOLOGIA

A escolha do modelo

Neste trabalho, optou-se pela utilização do modelo de qualidade da água de rios QUAL-UFGM (VON SPERLING, 2007), que por sua vez é uma adaptação em planilha eletrônica de um dos modelos mais utilizados no mundo, o QUAL-2E, desenvolvido pela *US Environmental Protection Agency* (USEPA) dos Estados Unidos.

Por todas as facilidades inerentes a este modelo (interface, idioma, etc), o mesmo foi utilizado por Rodrigues, Oliveira e Gomes (2009) para apresentar o diagnóstico atual e futuro do rio Anhanduí em Campo Grande, MS, tendo sido anteriormente utilizado no gerenciamento dos recursos hídricos do Distrito Federal.

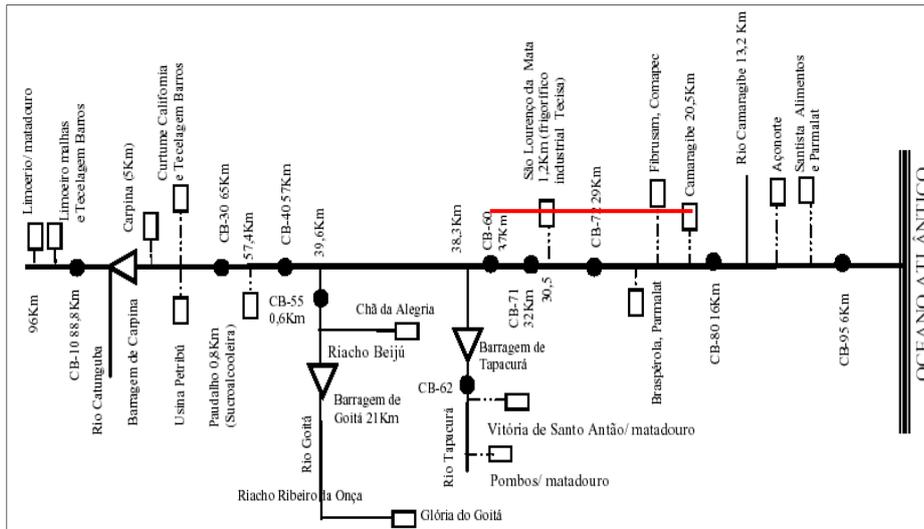


Figura 3 – Diagrama unifilar – Rio Capibaribe – com destaque para o trecho estudado
Fonte: CPRH, 2009

Este modelo se baseia no tradicional modelo Streeter-Phelps, na equação da mistura e na equação de diluição proposta por Kelman (1997). Ele permite a modelagem de cinco constituintes ao longo do rio, dos quais este trabalho enfocou apenas dois: demanda bioquímica de oxigênio (DBO) e oxigênio dissolvido (OD).

Esta opção levou em consideração o modelo de análise proposto pela ANA, a falta de dados de monitoramento dos outros parâmetros com o grau de detalhes que o modelo requer e as informações escassas em relação aos parâmetros dos efluentes.

O modelo QUAL-UFGM, possui algumas simplificações, a saber:

- Não são incluídas as algas nem suas inter-relações com os demais constituintes, visto que estes processos são mais importantes na simulação de ambientes lênticos;
- Não é considerada a dispersão longitudinal por se tratar de simulações que envolvem rios;
- É feita integração pelo método de Euler, que é a forma mais simples e de fácil compreensão pelo usuário da planilha.

As duas primeiras simplificações devem-se ao fato deste modelo ser voltado para a modelagem de rios e todas elas são intrínsecas do modelo.

Uma simplificação feita neste trabalho foi a não consideração da demanda por oxigênio gerada pelo fenômeno da fotossíntese.

Von Sperling (2007) faz uma análise da não consideração dos fenômenos da fotossíntese e respiração na modelagem do oxigênio dissolvido e afirma que a fotossíntese e a respiração, quando consideradas juntas tendem a se cancelar.

Definição dos pontos de calibração

Tem-se, ao longo do trecho em estudo, 05 (cinco) postos de controle, que são as estações da CPRH e as da CPRM, com as seguintes características (Figura 4):

- CB-60: Localizada a montante da Usina Tiúma, no município de São Lourenço da Mata, apenas com dados de qualidade, operada pela CPRH;
- CB-71: Na captação da Compesa (Companhia Pernambucana de Saneamento) – Castelo, no município de São Lourenço da Mata, apenas com dados de qualidade, operada pela CPRH;
- CB-72: A jusante da cidade de São Lourenço da Mata, no local da antiga barragem, no município de São Lourenço da Mata, apenas com dados de qualidade, operada pela CPRH;

- CB-80: Na ponte da Av. Caxangá, na cidade de Recife, apenas com dados de qualidade, operada pela CPRH;
- 39185000 (TIUMA): A montante da CB-60, ou seja, um pouco antes do início do trecho em estudo, no município de São Lourenço da Mata, operada pela CPRM, com dados de cota, vazão e qualidade;
- 39187800 (SÃO LOURENÇO DA MATA II): a montante da CB-72, no município de São Lourenço da Mata, operada pela CPRM, com dados de cota, vazão, qualidade e perfil transversal.

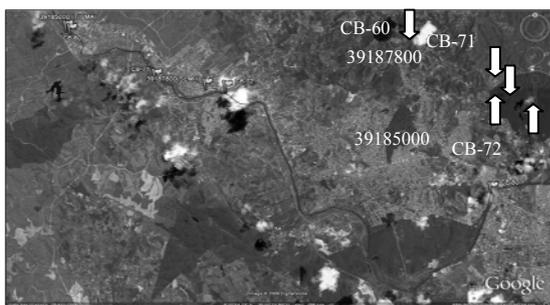


Figura 4 – Imagem de satélite: Localização dos postos de controle

Fonte: Google Earth.

Para a modelagem, utilizou-se um Δs de 0,1km, totalizando 218 parcelas. Os pontos de calibração são as estações (ou postos) que se localizam nos pontos 0,0km, 3,8km, 6,4km e 21,8km. Sendo assim, o trecho 01 inicia-se na estação CB60 indo até a CB71, o trecho 02 vai da CB71 à CB72 e, finalmente, o trecho 03 vai da CB72 até a CB80.

Alimentação do modelo

Para identificação dos usuários que já lançam efluentes no rio Capibaribe fez-se inicialmente uma tentativa de levantamento de dados secundários partindo do banco de dados da CPRH. A grande dificuldade encontrada foi a impossibilidade do cruzamento de informações, por exemplo, de município com bacia hidrográfica. Sendo assim, só foi possível levantar as empresas instaladas (e licenciadas) em cada município, sem a garantia de que estes usuários estejam de fato na área de estudo, visto que também não estão cadastradas as coordenadas geográficas para localização do empreendimento.

Diante disto, foram utilizadas imagens de satélite para verificar, dentro da área de estudo,

onde, possivelmente, se localizam usinas, centros urbanos, áreas de cana-de-açúcar, etc. A partir destas imagens, realizou-se trabalho de campo para levantar os possíveis usuários detectados às margens do Capibaribe.

Foram obtidas coordenadas e fotos das empresas e realizada entrevista com funcionários. Consideraram-se relevantes empreendimentos como fábrica de ração, lava jato, indústria alimentícia, postos de gasolina. Em todos os locais visitados obteve-se a informação de que não havia geração de efluentes ou que existia fossa séptica e sumidouro para destinação dos esgotos.

Quanto aos usuários que captam água neste manancial, no banco de dados da gerência de outorga e cobrança da Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC), as únicas captações relevantes são as da COMPESA – Tiúma e Castelo.

Atualmente, em Pernambuco, o lançamento de efluentes é controlado apenas pela licença ambiental, de uma forma pontual, sem que haja uma análise da capacidade de depuração do manancial. Encontra-se em fase de regulamentação a outorga para lançamento de efluentes.

Demandas hídricas

O prévio conhecimento da disponibilidade hídrica e a avaliação da possível demanda são essenciais para a realização do gerenciamento dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica.

A demanda para usos não consuntivos ao longo desta bacia é pouco expressiva, o que levou a estudar apenas a demanda para usos consuntivos. Embora o foco deste trabalho seja a outorga para lançamento de efluentes, é de suma importância o conhecimento da demanda para captação, visto que uma alteração na qualidade da água pode comprometer sua disponibilidade para outros fins.

As demandas para lançamento de efluentes foram classificadas como concentradas e difusas, divididas em saneamento público (centros urbanos), efluentes industriais e agrícolas, oriundos de fertirrigação.

Foram delimitadas as áreas visivelmente ocupadas por cana-de-açúcar e as áreas urbanas, que geram as demandas para lançamento de efluentes consideradas, visto que, como já foi comentado, não foram obtidos dados de lançamentos industriais na área.

Em relação à contribuição dos centros urbanos, para o cálculo da densidade populacional foram utilizados os dados de área constantes no Plano Diretor da Bacia do Rio Capibaribe (2002) e os dados de população do IBGE (2007). De acordo

com Von Sperling (1996) o consumo de água per capita de uma cidade média (50.000 a 250.000 habitantes) situa-se entre 120 e 220L/hab/dia. Neste caso adotou-se o valor médio. Utilizou-se o coeficiente de retorno igual a 0,8 e a concentração da DBO dos esgotos domésticos igual a 350mg/L (VON SPERLING, 1996).

De acordo com Barros (2008), em média são utilizados entre 250,3 e 273,8m³ de vinhaça por hectare de cana plantado. E segundo Lyra, Rolim e Silva (2003), em estudo realizado na Usina Salgado na bacia hidrográfica do Rio Ipojuca, são utilizados 300m³ de vinhaça por hectare por ano na fertirrigação. Com base nestes estudos, adotou-se inicialmente a média dos valores citados por Barros (2008).

Tabela 1 - Resumo dos valores usados no cálculo das entradas

População		Cana	
Consumo per capita (L/hab/dia)	180	Vazão Vinhaça (m ³ /ha/ano)	273,80
Coef retorno	0,8	Concentração DBO (mg/L)	35.000
Concentração DBO (mg/L)	350	Carreado	0,1
Camaragibe		São Lourenço	
Área (km ²)	51,79	Área (km ²)	26,44
População (hab)	136.381	População (hab)	95.304
Densidade (hab/km ²)	2.633,35	Densidade (hab/km ²)	3.604,54
Recife		Matadouro	
Área (km ²)	218,70	Vazão (m ³ /s)	0,0056
População (hab)	1.533.580	Concentração DBO (mg/L)	2000
Densidade (hab/km ²)	7.012,25		

O Relatório Técnico III do PNMA II (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2003) apresenta uma memória de cálculo detalhando como a fertirrigação é considerada na análise da qualidade da água do rio Ipojuca. Seguindo este modelo, considerou-se que apenas 10% do volume utilizado na irrigação atingirá o manancial através de escoamento superficial. Admitiu-se ainda que não há contaminação do lençol freático por matéria orgânica, de acordo com estudo realizado por Ridesa (1994) apud Lyra, Rolim e Silva (2003) que

concluiu que o solo remove quase que totalmente a DBO deste efluente, mesmo em solos com alta capacidade de infiltração.

Ainda de acordo com Barros (2008), em seu levantamento bibliográfico, considerou-se que a DBO da vinhaça atinge valores entre 20.000 e 35.000mg/L. Esta concentração observada na Usina Salgado (LYRA; ROLIM; SILVA, 2003) foi de 21.500mg/L. Neste caso adotou-se inicialmente a média dos valores citados por Barros (2008) para ser utilizada na modelagem.

Os valores utilizados estão apresentados na tabela 1.

Dados de qualidade e fluvimetria

Os dados de qualidade foram obtidos dos relatórios de monitoramento da CPRH, considerando as quatro estações inseridas na área de estudo. Estas possuem informações a partir de 2001, com exceção da estação CB-71, a qual só apresenta dados a partir de 2006.

Diversos parâmetros são monitorados pela CPRH com coletas realizadas a cada dois meses, iniciando-se, anualmente, no mês de fevereiro.

No trecho em estudo existem apenas duas estações fluviométricas localizadas no início (Tiúma) e na metade do percurso do rio (SLMII). Ambas são operadas pela CPRM, sendo que Tiúma só apresenta dados consistidos no período de 1973 a 1982, enquanto que a estação SLMII possui dados mais recentes (1990 a 2006). Visto que serão estudados apenas 22km de rio, aproximadamente, optou-se por utilizar exclusivamente os dados de vazão da estação SLMII. A observação da hidrografia da área permite concluir que não existem tributários com contribuições significativas neste trecho.

Análise de Sensibilidade

A análise de sensibilidade permite determinar qual parâmetro tem maior influência na resposta de certa variável. Diversos estudos (KNAPIK; FERNANDES; PORTO, 2008; OPPA, 2007; RODRIGUES; OLIVEIRA; GOMES, 2009) demonstraram que a análise de sensibilidade aponta o coeficiente K2 como o elemento com maior influência no balanço do OD.

Neste trabalho esta análise foi realizada de maneira informal (VON SPERLING, 2007), ou seja, o modelo foi rodado com diferentes valores dos coeficientes e a partir dos gráficos gerados foi possível comprovar, durante a calibração, a sensibilidade dos resultados a pequenas variações no coeficiente K2.

Calibração

A calibração do modelo foi realizada manualmente, variando-se os valores dos coeficientes até a obtenção das menores diferenças entre os valores das variáveis simuladas e as observadas, comprovadas através da visualização dos gráficos de saída. Os dados de vazão disponíveis representam o período chuvoso, portanto, a calibração foi feita para este período.

Inicialmente foi realizado um ajuste da vazão adotada, visto que a análise mais detalhada da série de vazões disponível demonstrou que para valores com garantia de permanência alta as características físicas do rio apresentavam distorções. Por este motivo adotou-se uma vazão próxima da média (14,3m³/s) da estação São Lourenço da Mata II como vazão de entrada.

Em seguida, os coeficientes de remoção de DBO (desoxigenação) e de reaeração foram introduzidos manualmente para cada trecho do rio de acordo com o ajuste do gráfico dos dados simulados aos dados medidos em campo.

Os coeficientes de desoxigenação utilizados e o coeficiente de demanda do sedimento seguiram os valores apresentados por Von Sperling (2007).

O coeficiente de reaeração (K2), pode ser estimado por três métodos: valores médios tabelados, valores em função das características hidráulicas do corpo d'água e valores correlacionados com a vazão do curso d'água (VON SPERLING, 2007).

Neste estudo, os dados disponíveis, em sua maioria, foram obtidos nos meses chuvosos, e os poucos obtidos no período seco apresentam incoerências nas características físicas do rio. Este fato impediu a validação do modelo para o período seco.

Análise dos pleitos de outorga

Neste estudo adotou-se a análise qualitativa dos lançamentos utilizando-se as equações da mistura e Streeter-Phelps (inseridas no modelo QUAL-UFMG) e respeitando a manutenção dos parâmetros simulados dentro dos limites estabelecidos pelas resoluções CONAMA 357/05 (CONAMA, 2005) e 430/11 (CONAMA, 2011) (que completa e altera a primeira).

Adotou-se o padrão de qualidade da água exigido para manancial de classe 2 (CONAMA 357), visto que o corpo hídrico em estudo não possui enquadramento, de acordo com a legislação vigente. Para atendimento desta resolução os níveis de OD

devem ser superiores a 5mg/L, enquanto que a DBO não deve ultrapassar 5mg/L (CONAMA, 2005).

Para utilizar esta metodologia para rios de outras classes, devem ser considerados os valores de referência correspondentes.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Análise dos dados de qualidade

Foram calculados valores médios das variáveis para os períodos do verão e do inverno. A determinação dos meses de inverno e verão foi feita baseada na pluviometria, ou seja, abril, junho e agosto foram considerados meses de inverno, enquanto que outubro, dezembro e fevereiro foram considerados meses de verão. A partir destas informações e da locação dos postos foram elaborados gráficos temporais para cada variável (Figuras 5 e 6), com a sobreposição das estações, além de um gráfico espacial de inverno (Figura 7) e outro de verão (Figura 8).

Os gráficos temporais (Figuras 5 e 6) apresentam os dados coletados durante todo o período considerado neste estudo e permitem observar os intervalos em que os parâmetros encontram-se dentro dos limites recomendados para a classe 2. É possível perceber que a estação CB-72 apresenta os menores valores de OD e os maiores picos nos valores de DBO, provavelmente devido aos efluentes lançados, a montante desta estação, por um matadouro.

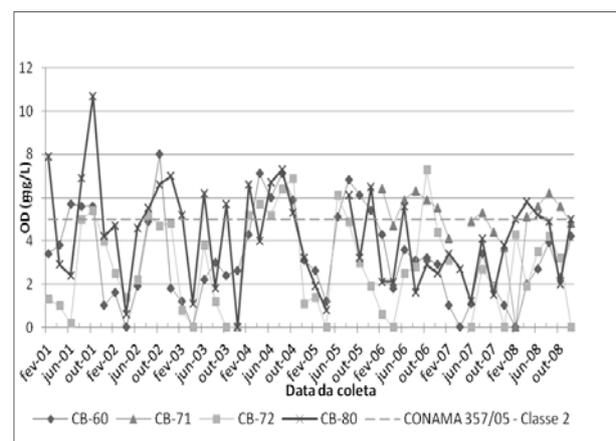


Figura 5 – Série temporal histórica de OD

Em relação aos gráficos com as médias de inverno e verão (Figuras 7 e 8), estes dados foram utilizados na comparação com os valores gerados pelo modelo matemático de qualidade. Observa-se que, mesmo em termos de médias, CB-72 apresenta sempre os piores níveis dos parâmetros em estudo. Seguindo a tendência natural, pode-se notar que as médias de OD no verão são inferiores às de inverno devido ao aumento da temperatura que tem influência direta sobre este parâmetro, além da menor disponibilidade de água.

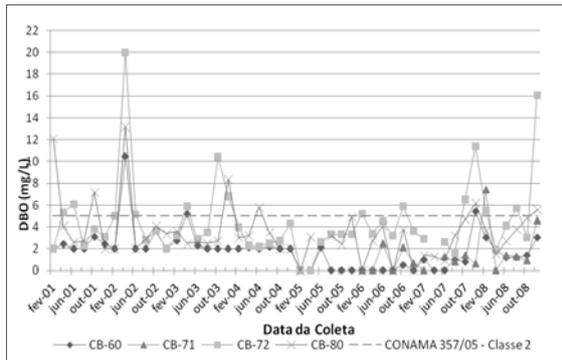


Figura 6 - Série temporal histórica de DBO

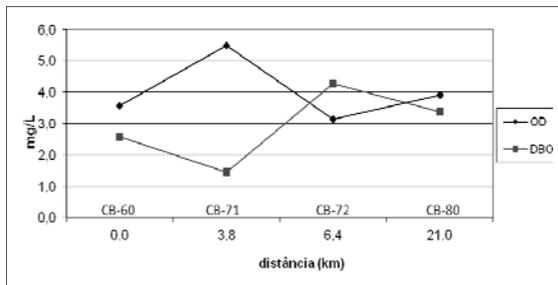


Figura 7 – Comportamento de OD e DBO ao longo do rio – média inverno

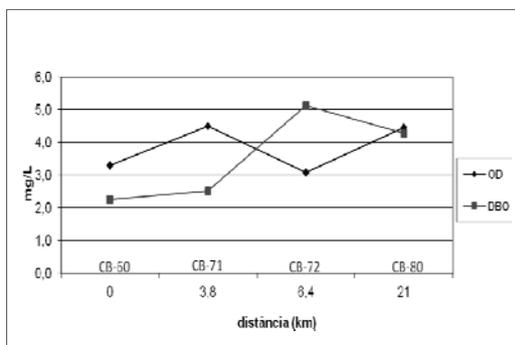


Figura 8 – Comportamento de OD e DBO ao longo do rio – média verão

Resultados da Calibração

Parâmetros de remoção de DBO (K1, Kd e Ks)

Os valores de K1, Kd e Ks variaram de acordo com o melhor ajuste gráfico das variáveis analisadas (OD e DBO). A tabela 2 apresenta os valores utilizados em cada trecho.

Tabela 2 – Calibração dos parâmetros de remoção de DBO

Parâmetro Trecho	K1 (d-1)	Kd (d-1)	Ks (d-1)
01	0,45	0,50	0,20
02	0,45	0,50	0,20
03	0,35	0,35	0,05

Parâmetro de reaeração (K2)

O valor de K2 também variou de acordo com o melhor ajuste gráfico das variáveis analisadas (OD e DBO), sendo as maiores alterações observadas no gráfico de OD. A tabela 3 apresenta os valores utilizados em cada trecho.

A grande variação deste parâmetro deve-se às diferenças de regime que o rio apresenta em seu curso. No primeiro trecho a velocidade de escoamento é a mais elevada, tendo o segundo trecho elevada concentração de plantas aquáticas e baixa velocidade.

Tabela 3 – Calibração do parâmetro de reaeração (K2)

Trecho	K2 (d-1)
01	1,50
02	0,07
03	0,15

Coefficiente de demanda de oxigênio pelo sedimento (Sd')

O valor de Sd' adotado foi constante, igual a 1,0g/m2.d, e utilizado apenas no segundo trecho, onde havia um consumo de oxigênio não justificado pelas demandas lançadas.

Demanda Bioquímica de Oxigênio (DBO)

A figura 9 apresenta a calibração da demanda bioquímica de oxigênio para o trecho em estudo, com a evolução da DBO ao longo de todo o trecho e seu comportamento após os lançamentos de efluentes. Os pontos equivalem aos dados observados nas estações de controle e a curva

corresponde aos dados simulados, sendo o primeiro ponto a CB-60 (condição de contorno). Comparando a curva com os pontos pode-se observar um comportamento dos dados simulados semelhante aos reais, sendo que a máxima divergência ocorre na estação CB-71. Considerando que os coeficientes foram ajustados neste trecho para uma depuração máxima do rio, fica clara a necessidade de dados mais precisos das demandas existentes.

Oxigênio dissolvido (OD)

A figura 10 apresenta a calibração do oxigênio dissolvido para o trecho em estudo. A primeira mostra a evolução do OD ao longo de todo o trecho e seu comportamento após os lançamentos de efluentes, tendo sido o modelo calibrado para o período chuvoso. Novamente, os pontos correspondem aos dados das estações. Neste caso, com uma diferença máxima de aproximadamente 1mg/L na estação CB-72.

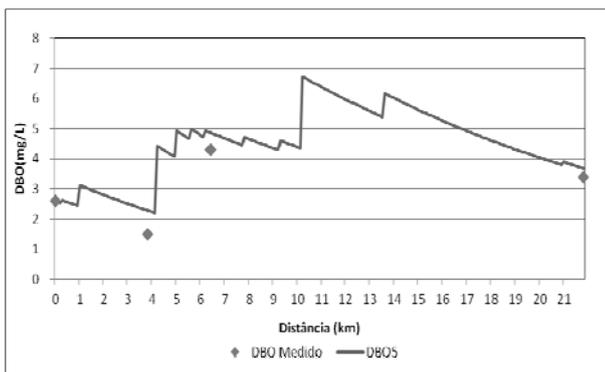


Figura 9 – Comportamento da demanda bioquímica de oxigênio ao longo do trecho

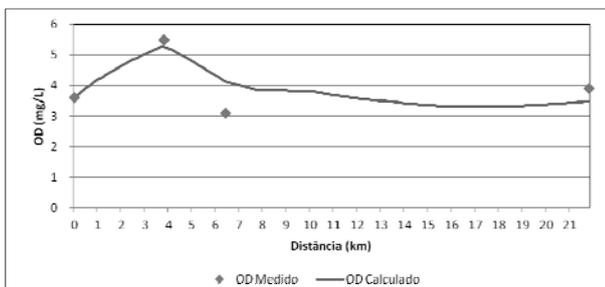


Figura 10 – Comportamento do oxigênio dissolvido ao longo do trecho

Disponibilidade para emissão de outorga

A área de estudo foi avaliada trecho a trecho, observando-se a qualidade da água e a possibilidade de emissão de outorgas no cenário atual. Deve-se lembrar que a bacia hidrográfica deve ser gerenciada como um todo. Neste estudo, as demandas a montante do trecho estão representadas pela qualidade observada na estação CB-60, utilizada como condição de fronteira a montante da bacia hidrográfica estudada. A análise aqui realizada tem como finalidade manter a qualidade necessária para a manutenção o rio na classe 2 da classificação do CONAMA, o que assegura aos usuários a jusante do trecho a qualidade necessária ao uso pretendido, desde que mantidos dentro dos padrões estabelecidos para a classe.

De modo geral, considerando o início do trecho em estudo como ponto de partida, a partir do km 10, aproximadamente, os níveis de DBO no rio ultrapassam o limite estabelecido pela resolução CONAMA 357/05 (CONAMA, 2005), só se recuperando por volta do km 17 (Figura 9). Isto significa que ao longo de 7km do rio (um terço do trecho em estudo), na condição atual, para possibilitar a regularização dos empreendimentos já instalados, que lançam efluentes neste manancial, seria necessário o estabelecimento de metas de redução da carga lançada até que se atinja a classe pretendida para este rio.

Considerando o oxigênio dissolvido, apenas ao longo de 1,6km do trecho em estudo este parâmetro encontra-se acima de 5mg/L (Figura 10), como estabelece o CONAMA para rios de classe 2.

Na análise de um pleito de outorga para lançamento de efluentes devem ser observadas as condições do corpo receptor no ponto da mistura, respeitando-se os padrões estabelecidos para a classe de enquadramento, assim como os padrões de lançamento do efluente. E é preciso que as duas condições estejam em conformidade com as resoluções CONAMA 357/05 (CONAMA, 2005) e 430/11 (CONAMA, 2011) para que algum novo lançamento seja autorizado.

O aumento da concentração de DBO ou a redução do OD no curso d'água pode acontecer a partir de várias combinações vazão x carga. Só é possível determinar se um empreendimento poderá se instalar em qualquer ponto da bacia, que ainda não esteja com a qualidade totalmente comprometida, mediante o conhecimento das características do efluente e da vazão a ser lançada.

Considerando que a implantação da outorga deve trazer um maior disciplinamento do uso dos recursos hídricos, regularizando os usuários já instalados, e a necessidade da implantação de novos empreendimentos no Estado, mais especificamente nesta bacia, uma alternativa para equacionar este problema é a imposição de metas progressivas no ato da emissão da outorga, seguindo a Resolução CNRH 91/2008 bem como a Resolução CONAMA 357/2005 (CONAMA, 2005). Esta alternativa vem sendo estudada no estado de Minas Gerais e já está sendo aplicada em outros Estados brasileiros com Espírito Santo e Bahia.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O rio Capibaribe tem importância estratégica tratando-se de abastecimento público da região metropolitana do Recife. No entanto, este estudo evidenciou o alto nível de degradação em que o rio se encontra e permitiu a identificação dos trechos onde ainda há a possibilidade de emissão de outorgas para lançamento de efluentes para novos empreendimentos bem como trechos em que a ação antrópica já comprometeu profundamente a sua qualidade.

A grande dificuldade para a alimentação do modelo foi a falta de consistência dos dados, com exceção do monitoramento de qualidade que, embora a série histórica seja relativamente curta, apresenta dados estatisticamente consistentes. No entanto, uma ampliação da rede de monitoramento pode melhorar profundamente os resultados da modelagem.

Em relação às características do rio (largura, profundidade, vazão, etc.), as únicas estações existentes na área de estudo apresentam informações incoerentes e com coletas muito espaçadas, o que dificultou bastante a escolha da vazão a ser utilizada na calibração e não permitiu a validação do modelo com vazões abaixo da média.

Como consequência, não foi possível aplicar a metodologia escolhida para uma vazão de referência admissível em termos práticos. A deficiência dos dados induziu à utilização de uma vazão com baixa permanência (50%), o que, na prática, dificulta a implementação da outorga de direito de uso da água para usuários que necessitam de uma maior garantia.

Ainda assim, o modelo QUAL-UFGM foi calibrado de forma satisfatória para o período chuvoso, o que demonstra a possibilidade da utilização de dados secundários na estimativa do comportamento do rio do ponto de vista de

qualidade, entretanto, uma ampliação da rede de estações fluviométricas permitiria um maior refinamento dos resultados, uma melhoria da calibração e a validação do modelo.

A não existência de um cadastro de usuários de água atualizado impediu que fossem lançadas as demandas reais existentes no trecho. E a impossibilidade de um cruzamento de informações no banco de dados do órgão licenciador, além da falta das coordenadas dos empreendimentos, não permitiu o conhecimento de todos os lançamentos existentes na região. É importante ressaltar que já existe uma orientação para que os técnicos obtenham esta informação durante as vistorias, o que indica que um próximo trabalho, provavelmente, poderá contar com este dado.

Todos estes fatores indicam a possibilidade da modelagem não corresponder à realidade e levantam a questão da criação de um banco de dados único para os órgãos que emitem outorga e licenciamento de forma a otimizar a informação.

Outro ponto evidenciado é a necessidade de uma melhoria na rede de monitoramento tanto de qualidade, incluindo novas estações não tão próximas das fontes poluidoras, quanto de quantidade, que apresenta atualmente apenas duas estações ao longo dos 21km estudados.

Para a utilização de um modelo matemático de qualidade da água como ferramenta de suporte a decisão é imprescindível a existência de dados consistidos para a sua alimentação. Neste trabalho foram necessárias diversas simplificações. Ao ser criada uma rede de monitoramento adequada, os novos dados devem ser incorporados ao modelo, que fornecerá, então, respostas mais precisas.

Este estudo procurou contribuir com a gestão dos recursos hídricos no Estado, iniciando um debate sobre a utilização da modelagem matemática para apoiar o instrumento outorga, mais especificamente para lançamento de efluentes, avaliando os parâmetros OD e DBO, de forma simplificada.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FACEPE pelo financiamento de bolsa de mestrado, à CPRH pela disponibilização dos dados, e ao CT-HIDRO/FINEP.

REFERÊNCIAS

ARAÚJO, J. C.; SANTAELLA, S. T. Gestão da Qualidade. In: CAMPOS, N.; STUDART, T. *Gestão*

das águas: princípios e práticas. Porto Alegre: ABRH, 2003. p. 159-180.

BARROS, A. M. D. L. *Modelagem da poluição pontual e difusa*: aplicação do modelo Moneris à bacia hidrográfica do rio Ipojuca, Pernambuco. 2008. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2008.

BIONE, M. A. A.; DANTAS, R. M. de L.; TAVARES, R. G.; SOARES, T. M.; SILVA, D. J. R.; SILVA, E. F. de F. A questão do esgoto doméstico na Bacia do Rio Capibaribe. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 18., 2009, Campo Grande. *Anais...* Campo Grande: [s.n.], 2009.

CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE. CONAMA. *Resolução CONAMA nº 357, de 17 de março de 2005*. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes, e dá outras providências. [S.l.]: CONAMA, 2005. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/port/conama/legiabre.cfm?codlegi=459>>. Acesso em: 10 set. 2008.

CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE. CONAMA. *Resolução CONAMA nº 430, de 13 de maio de 2011*. Dispõe sobre as condições e padrões de lançamento de efluentes, complementa e altera a Resolução nº 357, de 17 de março de 2005, do Conselho Nacional do Meio Ambiente – CONAMA. [S.l.]: CONAMA, 2011. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/port/conama/legiabre.cfm?codlegi=646>>. Acesso em: 16 jul. 2013.

CPRH. AGENCIA ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS. *Relatório de monitoramento de bacias hidrográficas do Estado de Pernambuco – 2007*. Recife: [s.n.], 2009. 97 p.

GOOGLE EARTH. Disponível em: <<https://maps.google.com.br/maps?hl=pt-BR&ll=-8.021207,-35.026151&spn=0.103349,0.187025&t=e&z=14&ecpse=-8.02453237,-35.02615148,17681.12,0.001,1.203,0>>. Acesso em: 02 out. 2013.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. *Contagem da População 2007*. População recenseada e estimada, segundo os municípios – Pernambuco. [S.l.]: IBGE, 2007. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/contagem2007/contagem_final/tabela1_1_13.pdf>. Acesso em: 5 dez. 2009.

KELMAN, J. Gerenciamento de Recursos Hídricos Parte I: Outorga. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 12., 1997, Vitória. *Anais...* Vitória, ES: [s.n.], 1997.

KNAPIK, H. G.; FERNANDES, C. V. S.; PORTO, M. F. D. A. Estudo da qualidade da água na bacia do Alto Iguaçu: monitoramento, modelagem e calibração. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO SUL-SUDESTE, 2., 2008, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: [s.n.], 2008.

LYRA, M. R. C. C.; ROLIM, M. M.; SILVA, J. A. A. D. Topossequência de solos fertirrigados com vinhaça: contribuição para a qualidade das águas do lençol freático. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 7, n. 3, p. 525-532, 2003.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Programa Nacional do Meio Ambiente II – PNMA II, Componente Desenvolvimento Institucional, Subcomponente Monitoramento de Qualidade da Água, Subprojeto Pernambucano. Monitoramento da Qualidade da Água como Instrumento de Controle Ambiental e Gestão de Recursos Hídricos no Estado de Pernambuco. Recife: MMA, 2003. 87 p. (Relatório Técnico III – Levantamento/Consolidação de Dados e Treinamento Contínuo).

MOTA, S. *Introdução à Engenharia Ambiental*. 2. ed. ed. Rio de Janeiro: ABES, 2000. 416 p.

OPPA, L. F. *Utilização de modelo matemático de qualidade da água para análise de alternativas de enquadramento do rio Vacacaí Mirim*. 2007. 129 f. Dissertação (Mestrado) - Engenharia Civil, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2007.

PERNAMBUCO. Sub-programa de desenvolvimento sustentável de recursos hídricos para o semi-árido brasileiro - PROÁGUA. *Elaboração do plano diretor de recursos hídricos da bacia do rio Capibaribe*. Diagnóstico e estudos básicos. Fortaleza: Secretaria de Recursos Hídricos, 2002. p. 131.

RODRIGUES, D. B. B.; OLIVEIRA, P. T. S. D.; GOMES, A. O. Análise da qualidade da água de rio Anhanduí - MS utilizando o modelo QUAL-UFMG. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 18., 2009, Campo Grande. *Anais...* Campo Grande: [s.n.], 2009.

VON SPERLING, M. *Introdução à qualidade das águas e ao tratamento de esgotos*. 2. ed. Belo Horizonte: Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Minas Gerais, 1996. v. I, 243 p.

VON SPERLING, M. *Estudos e modelagem da qualidade da água de rios*. 1. ed. Belo Horizonte: Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Minas Gerais, 2007. 588 p.

Licensing of Effluent Discharges – A Methodology To Support Water Resources Management

ABSTRACT

The growing global water supply crisis highlights the need to implement tools that guide policy makers in controlling effluent discharges into surface water bodies, considering that the consequent poor water quality makes it unavailable for certain uses. This study proposes a methodology to aid water managers regarding licensing effluent discharge into water bodies, using a mathematical water quality model and proposing criteria to be adopted in analyzing the licensing process. The study area used to apply the water quality model and the simulation scenarios was a stretch of about 22km along the Capibaribe river between the cities of São Lourenço da Mata and Recife, Pernambuco-Brazil. The mathematical model was the QUAL-UFMG. The analyzed parameters were BOD and DO. The results showed that less than 10% of the stretch under study presents these parameters within the limits established by law for its water quality class considering preferred uses. Furthermore, it was possible to identify the critical points where it may be necessary for installed industrial plants to adapt, and points where the river still retains some depuration ability. The simulated scenarios showed that the implementation of progressive goal-setting may classify the effluent according to standards established for the river water quality class.

Keywords: *Water resources management. Effluent discharge. Water quality model.*

Calibração do Coeficiente de Decaimento do Cloro (k_w) em Redes de Abastecimento de Água Utilizando o Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Alternativo Adaptado para Gradiente de Concentração

Rejane Felix Pereira*, Marco Aurélio Holanda de Castro*

rejaneff@gmail.com; marco@ufc.br

Recebido: 15/03/12 - revisado: 14/08/12 - aceito: 03/07/13

RESUMO

A presença de cloro residual livre (CRL) na água das redes de abastecimento possui duas vertentes: uma, é garantir a qualidade da água em casos de possíveis contaminações na rede, e a outra, é a formação de trihalometanos (substâncias consideradas, no meio científico, cancerígenas) quando da presença de matéria orgânica natural na rede. Diante deste cenário o Ministério da Saúde estabeleceu a Portaria nº2914/2011 que institui a obrigatoriedade do monitoramento da concentração de CRL limitando em um mínimo de 0,2mg/L e em um máximo de 2,0mg/L em qualquer ponto da rede de distribuição. Esta obrigatoriedade tornou-se um problema para as companhias de abastecimento, pois o CRL é uma substância não conservativa e seu decaimento é influenciado por vários elementos, dentre eles, os que mais contribuem são o coeficiente de decaimento do cloro no seio do líquido (k_b) e o coeficiente de decaimento do cloro na parede da tubulação (k_w). O objetivo deste trabalho é calibrar o coeficiente de decaimento do cloro na parede da tubulação (k_w) utilizando como ferramenta de calibração o Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Alternativo (MIGHA) desenvolvido por SHUSTER (2004) adaptado para gradiente de concentração e como modelo hidráulico e de qualidade da água o software EPANET.

Palavras-chave: Cloro residual livre. MIGHA. Decaimento do cloro. Calibração.

INTRODUÇÃO

As águas destinadas ao consumo humano atravessam um processo de tratamento que além de remover as partículas em suspensão, na fase de desinfecção, promove a destruição ou inativação de microrganismos patogênicos que possam estar presentes na água. Essa desinfecção, em sua maioria, é realizada por agentes químicos dos quais o mais utilizado no Brasil, por apresentar como vantagens o baixo custo e a facilidade na manipulação, é o cloro na forma de gás.

O cloro gasoso (Cl_2) é adicionado à água na estação de tratamento durante a etapa de desinfecção passando a atuar como desinfetante, destruindo ou inativando os microorganismos patogênicos; e como oxidante de compostos orgânicos e inorgânicos.

A presença de Cl_2 na água forma o ácido hipocloroso e íon hipoclorito. Parte desses subprodutos

reage com substâncias orgânicas denominando-se cloro consumido ou demanda de cloro. A parte destes subprodutos que não encontra substâncias orgânicas para reagir permanece como residual livre na água, garantindo a qualidade da mesma em caso de possíveis contaminações.

Por ser uma substância não conservativa, sua concentração se reduz com o tempo, e por poder formar subprodutos cancerígenos (trihalometanos), o cloro residual livre (CRL) contido na água deve apresentar uma concentração obrigatória mínima de 0,2mg/L e máxima de 2,0mg/L em qualquer ponto da rede de abastecimento (BRASIL, 2011).

Um dos maiores problemas das companhias de abastecimento é a manutenção das concentrações mínima e máxima de CRL. E este problema é procedente da dificuldade em se estudar os elementos que ocasionam o decaimento do CRL nas redes.

O cálculo do CRL em uma rede de abastecimento pode ser determinado através da resolução de duas equações cinéticas de primeira ordem, em que os coeficientes que mais contribuem para a reação de decaimento do cloro são: k_b e k_w , sendo este o coeficiente de decaimento do cloro na parede da tubulação e aquele, o coeficiente de decaimento no seio do líquido.

*Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental – UFC

Segundo Sekhar (2001), os coeficientes de decaimento do CRL não são globais para um mesmo sistema de distribuição fazendo-se necessário uma calibração dos mesmos para que possam tornar o modelo de simulação de qualidade da água mais eficiente.

O objetivo deste trabalho é calibrar o coeficiente de decaimento do cloro na parede da tubulação (k_w) utilizando como ferramenta de calibração o Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Alternativo (MIGHA) desenvolvido por Schuster (2004) adaptado para gradiente de concentração e como modelo hidráulico e de qualidade da água o *software* EPANET.

METODOLOGIA

Para aplicação do modelo de simulação utilizou-se técnicas e métodos que, quando administrados em conjunto obtêm-se um programa que estima o parâmetro de qualidade calibrado, neste estudo, o k_w .

Para a determinação do k_w foi elaborada uma rotina computacional em linguagem DELPHI 7.0 que faz a ligação entre o simulador hidráulico (EPANET) e a ferramenta de otimização utilizada (MIGHA).

O processo de calibração realizou-se em cinco etapas, resumidamente:

1. Etapa: escolha do melhor simulador hidráulico que se aplica ao problema da calibração do parâmetro em estudo - EPANET 2.0.
2. Etapa: estudo e adaptação da técnica de otimização a ser aplicada no processo de calibração - Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Alternativo (MIGHA) adaptado para gradiente de concentração.
3. Etapa: escolha do procedimento matemático para calibração - procedimento iterativo é o que mais se aplica nesse estudo.
4. Etapa: desenvolvimento de um programa de calibração automática do parâmetro da rede, utilizando em conjunto, o simulador hidráulico, a técnica de otimização e o procedimento matemático.
5. Etapa: análise comparativa dos valores do k_w , obtidos na simulação com os valores previamente conhecidos da concentração de cloro residual livre (CRL). Primeiramente foi realizada a simulação em uma Rede Modelo com os valores de k_w e de concentração de cloro residual conhecidos. Depois se a-

plicou a simulação em uma rede hipotética, utilizada por Salgado (2008) para fins de comparação.

O Simulador Hidráulico

Neste trabalho, o simulador hidráulico utilizado é o EPANET 2.0, desenvolvido pela *U.S. Environmental Protection Agency*, agência de proteção ambiental dos Estados Unidos.

Selecionado por ser o mais utilizado em pesquisas na engenharia hidráulica, o EPANET se destaca por apresentar uma interface amigável e de fácil manuseio, e principalmente por ser de uso público. A disponibilização de seu código fonte aos usuários torna fácil o desenvolvimento de programas, simplificando a interação entre o simulador e o método de otimização.

O módulo de simulação de qualidade da água do EPANET utiliza um modelo Lagrangeano para seguir o destino dos segmentos (parcelas discretas de água), à medida que estes se deslocam nas tubulações e se misturam nos nós, entre pequenos passos de cálculo com comprimento fixo para levar em conta os pequenos tempos de percurso que possam ocorrer no interior das tubulações (ROSSMAN, 2000).

A Técnica de Otimização

Neste trabalho, o modelo utilizado para calibrar o coeficiente que influencia a reação de decaimento do cloro na parede da tubulação (k_w) foi otimizado através do Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Alternativo (MIGHA) adaptado para gradientes de concentração.

O MIGHA é uma formulação alternativa do Método do Gradiente Hidráulico (MIGH) desenvolvido por Guo e Zhang em 2000. Essa formulação alternativa foi desenvolvida por SHUSTER no ano de 2002 sem que este tivesse conhecimento da publicação do MIGH.

Ambos os métodos foram desenvolvidos para finalidades diferentes.

O MIGH é composto por um processo iterativo que começa com uma estimativa inicial arbitrária do parâmetro hidrodinâmico, por exemplo, a transmissividade. Após cada iteração o modelo é ajustado de acordo com a Equação 1.

$$T_j^{i+1} = T_j^i - \lambda \left(\frac{\partial F_{obj}}{\partial T_i} \right)^i \quad (1)$$

onde: λ é o fator de comprimento de passo; e $\frac{\partial F_{obj}}{\partial T_i}$

é a derivada parcial da função objetivo em relação a transmissividade da célula j (1, 2, ..., N).

Já o MIGHA foi desenvolvido com o objetivo de abandonar o método de calibração tradicional dos mínimos quadrados, pois nesse método, quando o zoneamento do campo de distribuição hidráulico não era conhecido, os resultados apresentavam-se insatisfatórios.

O MIGHA se difere do MIGH apenas por substituição da Equação 1 pela Equação 2 (SCHUSTER, 2004).

$$T_j^{i+1} = T_j^i \cdot \frac{|\nabla h_j^{i,calc}|}{|\nabla h_j^{i,obs}|} \quad (2)$$

onde: T_j^{i+1} é transmissividade da célula j na iteração $i+1$; T_j^i é a transmissividade da célula j na iteração i ; $|\nabla h_j^{i,calc}|$ é o módulo do gradiente hidráulico calculado; $|\nabla h_j^{i,obs}|$ módulo do gradiente observado na célula j na iteração i .

Na presente pesquisa, o MIGHA é adaptado para gradiente de concentração e posteriormente aplicado como técnica de otimização na calibração do coeficiente de decaimento do cloro na parede da tubulação (k_w) através de procedimentos iterativos em conjunto com o simulador hidráulico EPANET.

O MIGHA, adaptado para gradiente de concentração, corrige a cada iteração o coeficiente de decaimento do cloro através da Equação 3.

$$k_{w,j}^{i+1} = k_{w,j}^i \cdot \frac{|\nabla c_j^{i,obs}|}{|\nabla c_j^{i,calc}|} \quad (3)$$

Onde: $k_{w,j}^{i+1}$ é o coeficiente de decaimento do cloro no trecho “ j ” na iteração $i+1$; $k_{w,j}^i$ é o coeficiente de decaimento do cloro no trecho “ j ” na iteração “ i ”; $|\nabla c_j^{i,calc}|$ é o módulo do gradiente de concentração calculado no trecho “ j ” na iteração “ i ”; e $|\nabla c_j^{i,obs}|$ é o módulo do gradiente de concentração observado na célula “ j ” na iteração “ i ”.

Em cada ciclo da iteração “ i ”, será calculado um φ , que é o ângulo formado pelos vetores do gradiente de concentração observado e calculado na célula “ j ”, de acordo com a Equação 4.

$$\cos \varphi_j = \frac{\nabla c_j^{obs} \cdot \nabla c_j^{calc}}{|\nabla c_j^{obs}| \cdot |\nabla c_j^{calc}|} \quad (4)$$

De acordo com a Equação 4, os valores de critério de convergência só podem ser $\varphi = 0^\circ$ ou $\varphi = 180^\circ$. O critério é a aceitação apenas de $\varphi < 60^\circ$, para valores de $\varphi > 60^\circ$, estes não serão considerados até que os valores dos coeficientes de decaimento do cloro nas paredes da tubulação em trechos vizinhos induzam a diminuição do φ nas próximas iterações. Estes procedimentos está melhor descrito na Equação 5.

$$k_{w,j}^{i+1} = \begin{cases} k_{w,j}^i \cdot \frac{|\nabla c_j^{i,obs}|}{|\nabla c_j^{i,calc}|} & \text{se } \varphi < 60^\circ \\ k_{w,j}^i & \text{se } \varphi > 60^\circ \end{cases} \quad (5)$$

O processo de modelagem, aplicado nesta pesquisa, inicia-se com a coleta e preparação dos dados de entrada no modelo que são, além dos valores das características da rede, os valores observados de concentração de CRL, as demandas em cada nó, o padrão temporal dos níveis do reservatório entre outros.

Para o desenvolvimento do modelo, definiram-se três tipos de redes que serão utilizadas:

- **Rede Modelo:** é a rede característica, cujos valores dos coeficientes de decaimento do cloro em cada tubulação são conhecidos e, após lançados no simulador EPANET, obtêm-se os valores de concentração de CRL em cada nó da rede modelo.
- **Rede Observada:** é uma rede obtida a partir da rede modelo, nesta, se apresentam a medição da concentração de CRL apenas em alguns nós. E os valores iniciais k_w em cada trecho da tubulação são atribuídos de forma aleatória para que se possam obter valores de gradiente de concentração de CRL, que nesta rede, serão considerados “gradientes de concentração observados”. Se em todos os nós da rede observada forem medidos os

valores de concentração de CRL e estes coincidirem com os valores da rede modelo, após o processo de calibração do k_w da rede observada observar-se-á que os valores finais deste parâmetro são iguais aos da rede modelo. Neste processo, notou-se também que, quanto menor o número de amostras de concentração (nós medido), mais esta rede se afasta da rede modelo em termos de k_w .

- **Rede Calculada:** é a rede em que, da mesma forma da rede observada, são atribuídos os mesmos valores iniciais do k_w , porém, a rede calculada não apresenta nenhum valor de concentração de CRL medido. Neste caso, o simulador calcula o valor das concentrações nos diferentes nós para que se possam calcular os gradientes de concentração, considerados “gradientes de concentração calculados”.

O processo de calibração deste trabalho tem o objetivo de tornar os gradientes de concentração de CRL calculados o mais próximo possível dos gradientes de concentração observados. Para alcançar este objetivo, o número de nós com concentração de CRL conhecida (medida) possui importância fundamental, pois, na ocorrência das concentrações de todos nós seja conhecida, a rede observada equivale à rede modelo.

Geralmente, em uma grande rede distribuição de água, há poucos pontos medidos, ocasionando uma grande diferença, em alguns trechos, entre os resultados dos gradientes encontrados na rede observada e os resultados dos gradientes reais da rede modelo.

Portanto, para que se obtenha sucesso neste modelo de calibração, faz-se necessário a medição da concentração de cloro no maior número de nós possíveis, pois a rede calibrada, ao se aproximar da rede observada, se aproximará também da rede modelo.

Redes de Distribuição de Água Estudadas

A figura 1 apresenta uma rede exemplo elaborada por Porto (2003) que é considerada, neste estudo, como a Rede Modelo descrita anteriormente.

As características da Rede Modelo, como cotas topográficas, diâmetro, comprimento e demanda, estão descritas nas tabelas 1, 2 e 3.

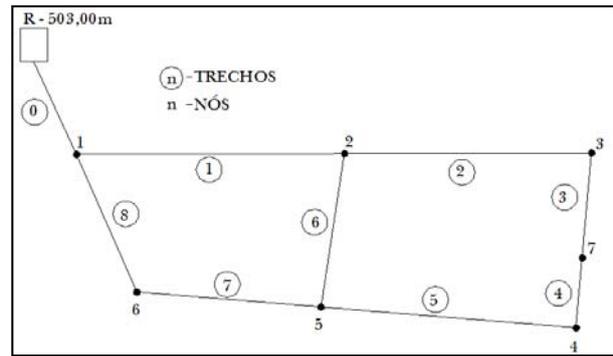


Figura 1 - Rede Modelo
Fonte: Porto, 2003.

Na rede exemplo de Porto (2003) não consta dados de concentração, porém, para calibrar o coeficiente de decaimento do cloro, considerou-se o valor de 1,5m/dia para o coeficiente "F" que relaciona a reação na parede da tubulação com a respectiva rugosidade e o valor de 1,2dia⁻¹ para o coeficiente de decaimento do cloro no seio do líquido, k_b . O valor considerado da concentração inicial de cloro aplicada no reservatório é de 3,00mg/L.

Segundo Rossman (2000), o EPANET calcula o coeficiente da reação de decaimento do cloro k_w em função do coeficiente da rugosidade. A fórmula adotada para seu cálculo é de acordo com a equação escolhida para o cálculo da perda de carga na tubulação.

Quando a perda de carga é calculada pela fórmula de Hazen-Williams, o valor de k_w é definido pela Equação 6.

$$k_w = \frac{F}{C} \quad (6)$$

onde: F é o fator que relaciona a reação na parede da tubulação com a respectiva rugosidade, e C é o coeficiente da fórmula de Hazen-Williams.

Se a perda de carga for calculada pela fórmula de Darcy-Weisbach, calcula-se k_w por:

$$k_w = - \frac{F}{\log\left(\frac{\varepsilon}{d}\right)} \quad (7)$$

onde: ε é a rugosidade absoluta, e d é o diâmetro da tubulação.

Tabela 1 – Cotas(m) Topográficas dos nós da Rede Modelo

Reservatório	Nó 1	Nó 2	Nó 3	Nó 4	Nó 5	Nó 6	Nó 7
503,00	463,20	460,20	458,90	461,20	457,70	463,20	459,20

Fonte: Porto, 2003.

Tabela 2 – Características físicas das tubulações da Rede Modelo

Tubo	Nó inicial	Nó final	Comprimento (m)	Diâmetro (mm)	Rugosidade C(m ^{0,3676} /s)
0	R1	1	520	250	110
1	1	2	1850	150	122
2	2	3	790	125	105
3	3	7	700	100	133
4	7	4	600	100	130
5	4	5	980	100	129
6	5	2	850	100	121
7	5	6	650	200	83
8	6	1	850	200	107

Fonte: Porto, 2003.

Tabela 3 – Demanda (L/s)

Reservatório	Nó 1	Nó 2	Nó 3	Nó 4	Nó 5	Nó 6	Nó 7
40,00	0,00	10,00	8,00	5,00	10,00	5,00	2,00

Fonte: Porto, 2003.

Tabela 4 – Valores de k_w estimados para cada trecho da Rede Modelo (m/dia)

Trecho	0	1	2	3	4	5	6	7	8
k_w	-0,014	-0,012	-0,014	-0,011	-0,0112	-0,012	-0,0122	-0,018	-0,014

Fonte: Própria

A Equação 8 é utilizada para calcular k_w quando a perda de carga for definida pela fórmula de Chezy-Manning.

$$k_w = F.n \quad (8)$$

onde: F é o fator que relaciona a reação na parede da tubulação com a respectiva rugosidade, e n é coeficiente de rugosidade de Chezy-Manning;

É importante ressaltar que o EPANET considera adimensionais os coeficientes das fórmulas de

perda de carga, exceto o coeficiente da fórmula de Darcy-Weisbach cuja unidade atribuída é em milímetros.

A partir da consideração do fator "F" e da concentração inicial de cloro e da curva horária de demanda, estimou-se através do EPANET, o valor do k_w para cada trecho, e o valor da concentração do CRL em cada nó da rede.

A tabela 4 apresenta os valores de k_w estimados através da Equação 6 para cada tubulação da Rede Modelo. Estes valores serão considerados valores reais de k_w para esta rede.

A simulação da qualidade é uma simulação dinâmica, ou seja, o valor da concentração do cloro residual varia com o tempo (Figura 2).

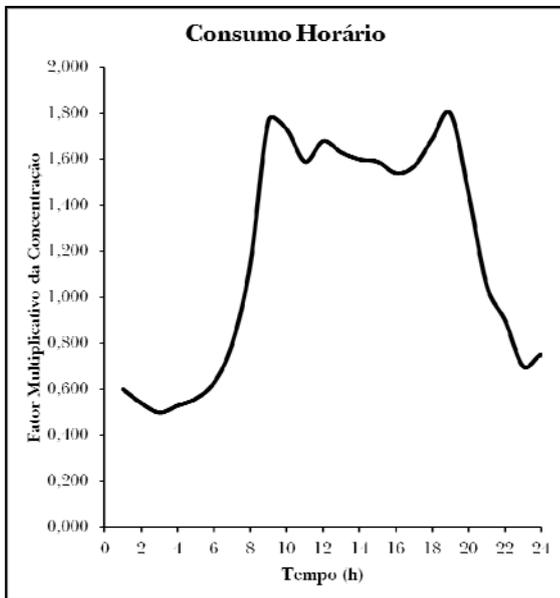


Figura 2 - Variação horária do consumo da Rede Modelo

Na Rede Modelo considera-se conhecidas as concentrações de CRL em todos os nós nos tempos 6:00h, 11:00h e 20:00h. A análise desta rede foi realizada para um período de 24 horas.

A tabela 5 contém os valores das concentrações de cloro residual em cada nó da Rede Modelo nos horários definidos.

Tabela 5 – Valores das concentrações de cloro em cada nó

Nó	Concentração Cloro (mg/L)		
	6:00h	11:00h	20:00h
Res.	3,00	3,00	3,00
1	2,99	2,99	2,99
2	2,85	2,92	2,93
3	2,50	2,78	2,80
4	2,63	2,83	2,85
5	2,75	2,88	2,89
6	2,91	2,96	2,96
7	2,48	2,78	2,79

Fonte: Própria

A figura 3 apresenta a rede Hipotética utilizada por Salgado (2008).

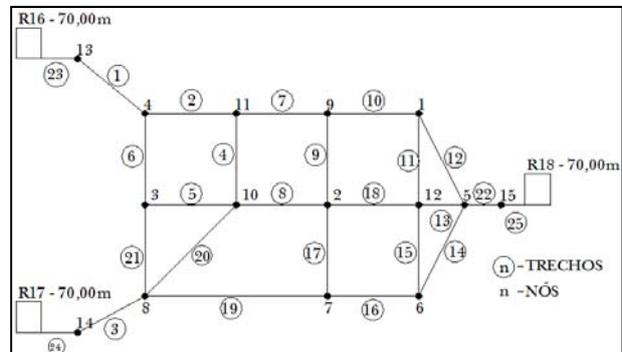


Figura 3 - Rede hipotética utilizada por Salgado (2008)

Por ser uma rede hipotética, os dados citados como de campo foram originados por simulações com EPANET. Para realizar a análise dessa rede, Salgado (2008) seguiu várias etapas que permitiram a avaliação do modelo de calibração da qualidade de água em um sistema de distribuição com três fontes de cloração.

Foram realizadas simulações com padrões de consumo e parâmetros de decaimento de cloro para a reprodução das condições semelhantes às reais de operação de um sistema de distribuição.

As informações referentes às características físicas da Rede Hipotética estão descritas nas tabelas 6 e 7.

Tabela 6 – Características físicas dos trechos da Rede Hipotética

Tubulação	Comprimento (m)	Diâmetro (mm)
1,3	1000	500
2,6,7,10,16,19,21	500	250
4,5,8,9,11,15,17,18	500	150
12,14	560	250
13	250	250
20	700	150
22	500	500
23,24,25	1	500

Fonte: Salgado, 2008

Para a simulação da Rede Hipotética, Salgado (2008) adotou o tempo de operação de 120 horas. As figuras 4 e 5 apresentam os valores adotados para padrão horário de consumo e para variação do nível dos reservatórios

Tabela 7 – Características físicas dos nós da Rede Hipotética

Nó	Cota (m)	Demanda (L/s)
1	25	36,00
2	20	36,00
3,11	22	36,00
4,12	27	0,00
5	3	0,00
6	27	36,00
7	22	0,00
8,9,13,14	25	0,00
10	20	0,00
15	30	0,00

Fonte: Salgado, 2008

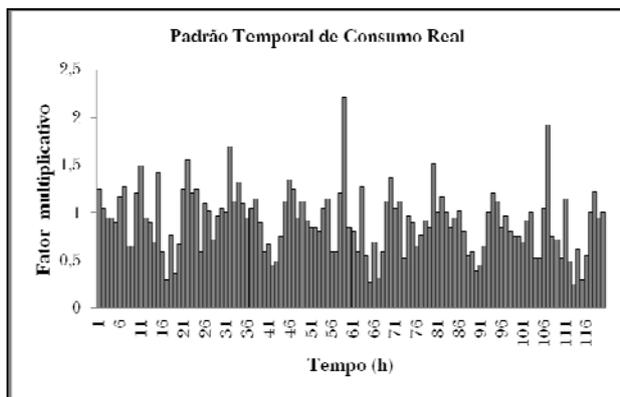


Figura 4 - Padrão Temporal de Consumo Real da Rede hipotética utilizada por Salgado(2008)

Salgado (2008) distribuiu as tubulações em zonas do coeficiente de decaimento do cloro no seio do líquido (k_b), de acordo com a quantidade de água de cada reservatório nas tubulações e para tubulações com traçador proveniente de mais de uma origem, essas ficaram na zona pertencente ao reservatório com maior influência.

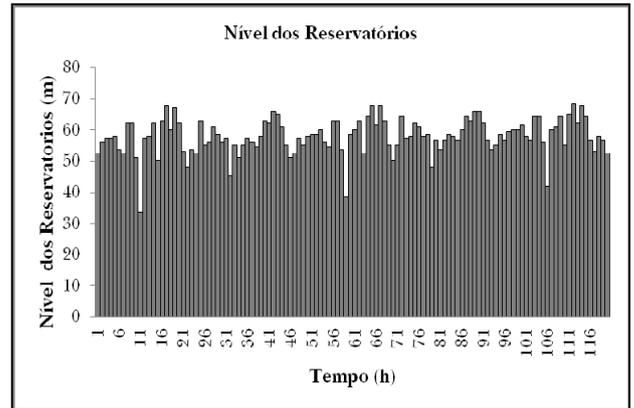


Figura 5 - Nível dos reservatórios da Rede hipotética utilizada por Salgado(2008)

As zonas de influência de cada reservatório estão demonstradas na tabela 8.

Tabela 8 – Zoneamento da Rede Hipotética por valores de k_b

Reservatório	k_b (dia ⁻¹)	Tubulação
16	1,2	1, 2, 5, 6, 7, 23
17	1,8	3, 4, 8, 16, 17, 19, 20, 21, 24
18	0,5	9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 18, 22, 25

Fonte: Salgado, 2008

Para o efeito de decaimento do cloro próximo as paredes da tubulação, foi atribuído ao fator "F" o mesmo valor da Rede Modelo, 1,5m/dia e $\epsilon=3,153$. O Simulador EPANET calcula, neste caso, k_w através da Equação 7

Entretanto, de acordo com Salgado (2008), após a realização de algumas simulações verificou-se que para repetir os efeitos do fator "F", utilizando os valores de k_w , devem ser empregados no EPANET metade dos valores calculados pela Equação 7.

Tabela 9 – Valores de k_w da Rede Hipotética

Tubulação	k_w (m/dia)
1,3,10,16,22,23,24,25	-0.340
2,6,7,12,13,14,19,21	-0.400
4,5,8,9,11,15,17,18,20	-0.450

Fonte: Salgado, 2008

Para esta rede, foram observados valores de concentração de cloro residual nos nós 2, 6, 3 e 11 no período de 25 a 72 horas.

A tabela 9 apresenta os valores de k_w para cada tubo.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

No EPANET, para que se realize a simulação da qualidade da água em uma rede de abastecimento é fundamental que antes, se execute a simulação hidráulica sobre o qual o modelo de qualidade será aplicado.

O Método Iterativo do Gradiente Hidráulico Alternativo, nesta pesquisa, buscou aproximar os valores da concentração de CRL da rede calculada aos valores da concentração de CRL da rede observada.

Em situações reais não há como medir a concentração do CRL em todos os pontos do sistema, por isso, o simulador hidráulico EPANET estima a concentração nos pontos em que esta não é conhecida, implicando, conseqüentemente em uma rede observada sensivelmente diferente da rede Rede Modelo ou da Rede Hipotética. A consequência disto é uma calibração realizada na rede calculada que se aproxima da rede observada, mas que não se aproxima muito da rede Rede Modelo ou da Rede Hipotética apresentadas respectivamente por Porto (2003) e por Salgado (2008).

Como solução para o problema exposto no parágrafo anterior, este trabalho propõe que o processo de calibração seja realizado de forma iterativa com a rede observada, ou seja, a cada iteração, o novo conjunto de k_w e de concentração de CRL seja aplicado tanto à rede calculada quanto à rede observada e, a partir destes novos valores seja realizada uma nova iteração. Com a adoção desta medida, deverá haver uma aproximação dos valores da rede calculada aos valores das redes Modelo ou Hipotética, já que aproxima a rede calculada da rede observada e esta, por sua vez, da Rede Modelo ou Hipotética, em termos de concentração de cloro residual.

Simulação na Rede Modelo

Foram executadas simulações na Rede Modelo às 6:00, 11:00 e 20:00 horas considerando a concentração medida em apenas 1 nó, depois em 3, 4 e 6 nós.

Concentração medida em apenas um nó

Com o objetivo de comparar os valores simulados de k_w conhecendo-se a concentração de CRL em apenas um nó e a influência de cada nó no resultado final, a Rede Modelo foi simulada considerando conhecidas as concentrações nos nós 2, 3 e 5 individualmente.

Primeiramente, a rede foi simulada considerando conhecido apenas o nó 2, depois, considerou-se conhecido apenas o nó 3 e a mesma consideração ocorreu com o nó 5.

A tabela 10 apresenta os valores de k_w considerando conhecida a concentração de CRL em apenas um nó.

De acordo com a tabela 10, verifica-se que quanto mais distante do ponto de cloração estiver o ponto que possui concentração de CRL conhecida, os valores de k_w da Rede Calculada se diferem mais ainda dos valores de k_w da Rede Modelo.

Concentração medida em 3, 4 e 6 nós

Para analisar a influência do número de nós com concentrações de CRL conhecidas sob o resultado do parâmetro k_w , a rede foi simulada considerando primeiramente três nós com os valores conhecidos das concentrações, depois com quatro e seis nós.

Tabela 10 – Valores de k_w considerando apenas um nó com o valor da concentração conhecido

Tubo	k_w (m.dia ⁻¹) Rede Modelo	k_w (m.dia ⁻¹) Rede Calculada		
		Nó Conhecido		
		Nó 2	Nó 3	Nó 5
0	-0,014	-0,012	-0,011	-0,012
1	-0,012	-0,008	-0,088	-0,013
2	-0,014	-0,015	-0,010	-0,046
3	-0,011	-0,025	-0,237	-0,018
4	-0,012	-0,015	-0,017	-0,016
5	-0,012	-0,013	-0,090	-0,014
6	-0,018	-0,014	-0,082	-0,011
7	-0,018	-0,011	-0,083	-0,011
8	-0,014	-0,017	-0,162	-0,011

Fonte: Própria

Tabela 11 – Valores de k_w de acordo com o número de nós conhecidos

Tubo	k_w (m/dia) Rede Modelo	k_w (m/dia) Rede Calculada		
		Conforme quantidade de nós com concentrações conhecidas		
		3	4	6
0	-0,014	-0,014	-0,014	-0,013
1	-0,012	-0,015	-0,015	-0,017
2	-0,014	-0,014	-0,014	-0,017
3	-0,011	-0,040	-0,027	-0,010
4	-0,012	-0,026	-0,017	-0,014
5	-0,012	-0,017	-0,078	-0,014
6	-0,018	-0,012	-0,012	-0,009
7	-0,018	-0,008	-0,012	-0,013
8	-0,014	-0,019	-0,019	-0,014

Fonte: Própria

Tabela 12 – Valores de k_w de acordo com o número de nós conhecidos

Tubo	k_w (m/dia) Rede Hipotética	k_w (m/dia) Rede Calculada		
		Conforme quantidade de nós com concentrações conhecidas		
		1	2	4
1	-0,340	-0,353	-0,353	-0,353
2	-0,400	-0,114	-0,215	-0,389
3	-0,340	-0,351	-0,366	-0,385
4	-0,450	-0,660	-0,620	-0,785
5	-0,450	-0,591	-0,582	-0,526
6	-0,400	-0,314	-0,819	-0,683
7	-0,400	-0,216	-0,026	-0,288
8	-0,450	-0,561	-0,601	-0,761
9	-0,450	-0,560	-0,613	-0,461
10	-0,340	-0,155	-0,391	-0,314
11	-0,450	-0,867	-0,638	-0,763
12	-0,400	-0,614	-0,450	-0,635
13	-0,400	-0,610	-0,519	-0,631
14	-0,400	-0,619	-0,406	-0,672
15	-0,450	-0,561	-0,696	-0,670
16	-0,340	-0,258	-0,485	-0,293
17	-0,450	-0,563	-0,600	-0,576
18	-0,450	-0,664	-0,666	-0,668
19	-0,400	-0,320	-0,422	-0,608
20	-0,450	-0,763	-0,664	-0,561
21	-0,400	-0,521	-0,521	-0,698
22	-0,340	-0,256	-0,359	-0,262
23	-0,340	-0,354	-0,358	-0,261
24	-0,340	-0,355	-0,419	-0,346
25	-0,340	-0,158	-0,389	-0,355

Fonte: Própria

Conforme tabela 11 o valor de k_w torna-se mais próximo do valores de k_w da Rede Modelo quando há uma maior quantidade de nós com os valores das concentrações de CRL conhecidos.

Simulações na Rede Hipotética

Na Rede Hipotética utilizada por Salgado (2008) os pontos considerados conhecidos foram: 2, 6, 3 e 11 no período entre 25 e 72 horas. Os resultados estão dispostos na tabela 12.

De acordo com a tabela 12 nota-se que quanto maior o número de concentrações de CRL conhecidas, mais o k_w da rede calculada se aproxima da rede hipotética.

CONCLUSÕES

Nos testes que foram realizados na Rede Modelo, que foi calibrada hidraulicamente pela fórmula de Hazen-Williams, considerando apenas um nó com a concentração conhecida, os parâmetros k_w simulados apresentaram valores razoáveis quando o nó considerado era próximo ao ponto de cloração, à medida que o nó se afasta do ponto de cloração os valores de k_w em alguns trechos tornam-se elevados em relação aos valores considerados reais da Rede Modelo, entretanto, as concentrações de CRL apresentaram valores próximos aos reais.

Ainda na Rede Modelo, foram realizados testes considerando três, quatro e seis nós com os valores das concentrações conhecidos, apenas no teste com seis nós os valores de k_w das tubulações 0, 3, 4, 5, 8 apresentou valores condizentes aos reais, porém, isto se deve ao fato destes trechos se localizarem entre pontos cuja concentração foi considerada conhecida.

O método do gradiente de concentração foi aplicado na Rede Hipotética para calibração do k_w considerando os três zoneamento para k_b e um k_w individual para cada tubulação. Após simulação considerando apenas um nó com concentração conhecida os valores de k_w ficaram muito distante dos valores reais, sendo que essa distância, em alguns trechos, diminui à medida em que se aumenta o número de nós com concentração de CRL conhecida.

Os valores das concentrações de CRL ficaram semelhantes aos valores reais a partir da consideração de quatro nós com concentração conhecidas.

Considerando valores individuais de k_w para cada trecho torna-se difícil a calibração de cada um desses parâmetros. Porém, mesmo considerando o distanciamento, em alguns trechos das redes, dos valores de k_w calculados para os k_w considerados reais, o MIGHA adaptado para gradiente de concentração respondeu bem aos objetivos propostos.

Durante as simulações com o MIGHA pode ocorrer, em certo tempo, que a concentração de cloro de um ponto a montante seja igual à concentração de um ponto a jusante, perfazendo um gradiente igual a zero, impossibilitando a aplicação do método. Neste caso, deve-se desconsiderar a iteração nesse horário.

REFERÊNCIAS

BRASIL. Ministério da Saúde. Portaria nº 2914 de 12 de dezembro de 2011. *Diário Oficial da União*, n. 3, Brasília, 04 de janeiro 2012. Disponível em: <http://bvsms.saude.gov.br/bvs/saudelegis/gm/2011/prt2914_12_12_2011.html>. Acesso em: 28 maio 2013.

GUO, X.; ZHANG, C-M. Hydraulic Gradient Comparison Method to Estimate Aquifer Hydraulic Parameters Under Steady-state Conditions. *Ground Water*, v. 38, n. 6, p. 815-826, 2000.

PORTO, R. M. *Hidráulica básica*. 2. ed. São Carlos: USP/Escola de Engenharia de São Carlos, 2003.

ROSSMAN, L. A. The Epanet programmers toolkit. In: WATER RESOURCES PLANNING AND MANAGEMENT DIVISION ANNUAL SPECIALTY CONFERENCE, 2000, Tempe, Arizona. *Proceedings...* Tempe: [s.n.], 2000.

SALGADO, S. R. T. *Estudo dos parâmetros de decaimento do cloro residual em um sistema de distribuição de água tratada considerando vazamento*. 2008. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2008.

SCHUSTER, H. D. M. Uma formulação alternativa do método iterativo de gradiente hidráulico alternativo no procedimento de calibração dos parâmetros hidrodinâmicos do sistema aquífero. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 9, n. 2, p. 31-37, abr./jun. 2004

SEKHAR, M. *Disinfection by-product formation in the water distribution System of Morehead, Kentucky*. Dissertação (Master) - University of Cincinnati, Cincinnati, KY, 2001.

SOARES, A. K. *Calibração de Modelos de Redes de Distribuição de água para abastecimento considerando vazamentos e demandas dirigidas pela pressão*. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2003.

Calibration Of The Chlorine Coefficient Decay (k_w) In Water Supply Networks Using The Iterative Method Of Hydraulic Alternative Gradient Adapted For Concentration Gradient

ABSTRACT

The presence of free residual chlorine (FRC) in water supply networks has two lines: one is to ensure the quality of water in case of possible contamination in the network, and the other is the formation of trihalomethanes (substances considered carcinogenic in the scientific environment) when natural organic matter is present in the network. Against this background the Ministry of Health issued Ordinance No. 2914/2011 establishing the obligation of monitoring the concentration of FRC limited to a minimum of 0.2mg/L and a maximum of 2.0mg/L at any point in the distribution network. This requirement has become a problem for water supply companies, because FRC is a non-conservative substance and its decay is influenced by several factors, the main contributors among them being the chlorine decay coefficient in the liquid (k_b) and the chlorine decay coefficient in the pipe wall (k_w). The purpose of this work is to calibrate the chlorine decay coefficient in the pipe wall (k_w) using as a calibration tool the Iterative Method of Hydraulic Alternative Gradient (MIGHA) developed by Schuster (2004) adapted to the concentration gradient, and as hydraulic and water quality model the EPANET software.

Keywords: Free residual chlorine. MIGHA. Decay of chlorine. Calibration.

Uso de Água em Cultivo de Mamona no Agreste Meridional de Pernambuco

Clarissa de Albuquerque Gomes¹, José Romualdo de Sousa Lima¹, Karoline de Melo Padilha¹,
Antonio Celso Dantas Antonino², João Carlos Ferreira Borges Júnior³, Eduardo Soares de Souza¹,
Suzana Maria G. Lima Montenegro²

clarissalbuquerque@hotmail.com; romualdo@uag.ufpe.br; krolpadilha@yahoo.com.br; acda@ufpe.br; jcborges@ufsj.edu.br;
eduardosouza@uast.ufpe.br; suzanam@ufpe.br

Recebido: 08/04/12 - revisado: 15/09/12 - aceito: 01/07/13

RESUMO

Dos componentes do ciclo hidrológico, a evapotranspiração (ET) é um dos mais importantes, sendo que existem diversos métodos para a sua quantificação, a exemplo do balanço hídrico. Este método permite o acompanhamento das relações hídricas durante as diferentes fases fenológicas da cultura, tornando-se de grande importância para o manejo adequado dos recursos hídricos. Dessa forma, no presente trabalho determinaram-se os componentes do balanço hídrico (evapotranspiração, variação do armazenamento de água no solo, drenagem profunda, ascensão capilar, precipitação pluvial e irrigação suplementar) em um Latossolo Amarelo cultivado com a variedade de mamona BRS-149 Nordestina. O experimento foi conduzido em uma área de aproximadamente 9 ha, na Fazenda Estivas no município de Garanhuns-PE (8° 53' S, 36° 31' O, 823 m de altitude). Para a determinação do balanço hídrico foram instalados sensores automatizados para a medição do conteúdo volumétrico de água no solo nas profundidades de 0,20; 0,40; 0,60; 0,80; e 1,00 m, além de um pluviógrafo automatizado para medir a precipitação pluvial. Também foram realizados ensaios de infiltração, para determinação da condutividade hidráulica à saturação do solo, bem como determinação da curva de retenção da água no solo, em laboratório. Além disso, foi determinada a evapotranspiração de referência (ET_o), com dados de uma estação meteorológica instalada no centro da área experimental. Dos resultados, verificou-se que o fluxo de água na base do solo (ascensão capilar, AC, e/ou drenagem profunda, D), durante todo o período de avaliação, ocorreu predominantemente no sentido descendente, sendo perdidos 75,1 mm de água por drenagem profunda, o que representa 27,8% de toda a água fornecida à cultura. A ET durante todo o ciclo da mamona foi de 255,6 mm, com valor médio de 2,2 mm d⁻¹, sendo que a mesma acompanhou a variação da precipitação e irrigação. A ET_o teve valores total e médio de 503,0 mm e 4,06 mm d⁻¹, respectivamente. Em relação ao consumo de água (ET) pela mamona nas diferentes fases fenológicas, observou-se que o maior consumo ocorreu na fase reprodutiva (1,87 mm d⁻¹), no entanto, nesta mesma fase, o valor médio de ET_o foi 4,83 mm d⁻¹. Desse modo, provavelmente, a mamona sofreu estresse hídrico nessa fase, pois, a relação ET/ET_o foi bem abaixo de 1 (0,39), como também ocorreram os menores valores de área foliar e índice de área foliar.

Palavras chaves: *Ricinus communis* L. Balanço hídrico. Evapotranspiração.

INTRODUÇÃO

Com os incentivos do Governo Federal, por meio da criação do Programa Nacional de Produção e Uso do Biodiesel (PNPB), e à divulgação de novas tecnologias, a produção brasileira de mamona cresceu, e o País assumiu a posição de terceiro produtor

mundial desse produto agrícola (KOURI; SANTOS; SANTOS, 2004; SOUTO; SICSÚ, 2011). A produção de mamona no ano de 2005 foi de 168.802 mil toneladas, a maior safra dos últimos 15 anos, sendo que entre 2003 e 2004, a participação brasileira na produção mundial cresceu de 7,3% para 10,6% e, em 2005, foi para 12,1%. Esta recuperação pode ser explicada pelo lançamento do PNPB (SOUTO; SICSÚ, 2011).

Devido a esse fato, também ocorreu aumento nas pesquisas realizadas com essa cultura. Essas pesquisas investigaram os mais variados aspectos do sistema produtivo da mamona, tais como, fertilidade e nutrição (DINIZ NETO et al., 2009), manejo cultural e irrigação (SOUZA et al., 2007a,b) e melho-

¹ Universidade Federal Rural de Pernambuco

² Departamento de Engenharia Nuclear/UFPE

³ Universidade Federal de São João Del-Rei, Campus Sete Lagoas

ramento genético (BERTOZZO; LARA; ZANOTTO, 2011; COSTA et al., 2006). No entanto, trabalhos relacionados com o consumo de água (evapotranspiração) da mamona, em condições de campo, ainda são escassos na literatura nacional (GOUVEIA NETO et al., 2011).

O consumo de água pelas comunidades vegetais é uma propriedade importante a ser considerada nos estudos de regionalização agrícola ou na avaliação da produtividade das culturas. Uma forma pela qual esse consumo (evapotranspiração real) pode ser determinado é pelo método do balanço hídrico no solo (CRUZ et al., 2005), que corresponde ao monitoramento e à contabilidade da quantidade de água contida em uma determinada camada de solo, geralmente uma camada de solo limitada pela profundidade efetiva do sistema radicular, num determinado período de tempo.

Esse método vem sendo utilizado por vários autores em diversos estudos e culturas (ANTONINO et al., 2005; AZEVEDO; SILVA; SILVA, 2003; CRUZ et al., 2005; LIMA et al., 2006a; MOROKE et al., 2011; OLIVEIRA; CASTRO; GOLDENFUM, 2010) e compreende uma equação em que todas as entradas (consideradas positivas) e saídas (negativas) de água em um volume de controle de solo somam-se algebricamente durante um determinado período de tempo. Esse volume de solo é delimitado a partir da superfície (interface solo-atmosfera) até a profundidade que englobe o sistema radicular do cultivo (BRITO; LIBARDI; GHIBERTO, 2009).

Apesar da importância da mamona e do método do balanço hídrico, existem poucos trabalhos que quantificaram os componentes do balanço de água nesta cultura. Silva et al. (2007) quantificaram os componentes do balanço hídrico em mamona cultivada na microrregião do Brejo Paraibano e encontraram que a evapotranspiração média foi de $4,1 \text{ mm d}^{-1}$.

O balanço hídrico é uma ferramenta importante para o manejo racional dos recursos hídricos, pois permite, quando realizado em condições de campo, o acompanhamento das relações hídricas durante as diferentes fases fenológicas da cultura (OLIVEIRA; CASTRO; GONDENFUM, 2010).

Diante do exposto, o presente trabalho teve como objetivo empregar a metodologia do balanço hídrico para a determinação do consumo de água em cultivo de mamona na região de Garanhuns-PE, monitorando-se também o desenvolvimento vegetativo.

MATERIAL E MÉTODOS

As medidas para a realização do balanço hídrico foram efetuadas na fazenda Estivas, a qual apresenta relevo plano a suave ondulado, município de Garanhuns-PE ($8^{\circ} 53' \text{ S}$, $36^{\circ} 31' \text{ O}$, 823 m). De acordo com Borges Júnior et al. (2012), o clima é tropical chuvoso, com verão seco; a estação chuvosa se inicia no outono e engloba o inverno e o início da primavera. As médias anuais de temperatura e umidade relativa do ar são, respectivamente, $21,1^{\circ}\text{C}$ e $82,5\%$, com precipitação pluvial média anual de 897 mm, sendo os meses mais chuvosos maio, junho, julho e agosto. O solo da área é classificado como Latossolo Amarelo (EMBRAPA, 2006).

No dia 04 de agosto de 2009, realizou-se a semeadura de mamona, cultivar BRS 149 Nordeste, cultivada manualmente no espaçamento de $4,0 \text{ m} \times 1,0 \text{ m}$, com uma planta por cova.

Os dados utilizados nesse trabalho correspondem ao período de 09 de agosto a 10 de dezembro de 2009, que foi dividido em 13 subperíodos, dos quais os 12 primeiros com 10 dias e o último com 4 dias. O período de monitoramento correspondeu ao ciclo da cultura, ou seja, da emergência até a colheita.

A duração das diferentes fases fenológicas da mamona foi determinada por meio de observações diárias das plantas no campo. Desse modo, a fase de emergência consistiu dos 5 aos 10 dias após o plantio (09 a 14/08/2009), a fase vegetativa se estendeu dos 11 aos 63 dias após o plantio (15/08 a 06/10/2009), a fase reprodutiva dos 64 aos 102 dias (07/10 a 14/11/2009) e a fase de maturidade fisiológica se estendeu dos 103 aos 128 dias após o plantio (15/11 a 10/12/2009).

Para a determinação do balanço hídrico foram instalados sensores para medir o conteúdo volumétrico de água no solo, conectados a um TDR (time domain reflectometry, modelo CS 615 da Campbell Scientific) nas profundidades de 0,20; 0,40; 0,60; 0,80; e 1,00 m. As leituras de cada sensor foram armazenadas a cada trinta minutos em um sistema de aquisição de dados CR 10X da Campbell Scientific. A curva de calibração utilizada foi a do próprio sensor, pois, Lima et al. (2006b), ao compararem a umidade volumétrica medida com esses sensores, no mesmo tipo de solo, com medidas gravimétrica e de sonda de nêutrons, não encontraram diferença estatística entre os valores de umidade do solo.

O balanço hídrico foi efetuado considerando-se a camada de solo de 0-0,80 m, tendo em vista

que essa profundidade engloba grande parte do sistema radicular da cultura até o final do seu ciclo, não sendo considerada a variação da profundidade radicular ao longo do tempo.

O balanço hídrico, em um período de tempo, pode ser representado pela seguinte equação (LIMA et al., 2006a):

$$\Delta A = P + I + AC - D \pm R - ET \quad (1)$$

A partir da equação do balanço hídrico (Eq. 1), a evapotranspiração da cultura (ET) foi obtida por:

$$ET = P + I + AC - D \pm R - \Delta A \quad (2)$$

em que, ΔA é a variação de armazenamento de água no perfil de solo, mm; P é a precipitação pluvial, mm; I é a irrigação, mm; AC é a ascensão capilar, mm; D é a drenagem profunda, mm, e R é o escoamento superficial, mm.

Foi aplicada uma irrigação suplementar, via gotejamento, em períodos variados numa lâmina média de 5,0 mm d⁻¹. Para cálculo da lâmina média, foram escolhidos 20 gotejadores ao acaso na área experimental e medidas suas respectivas vazões. A partir daí, foi feita uma média e estimou-se a lâmina média de água irrigada em mm d⁻¹.

Não ocorreu escoamento superficial de água, devido à topografia plana no local das medições e aos baixos índices pluviométricos verificados no período estudado. A precipitação pluvial foi monitorada por meio de um pluviógrafo automatizado instalado numa torre disposta no centro da área.

O armazenamento acumulado de água no solo, na camada de 0 a 0,80 m, foi calculado pela regra do trapézio (LIBARDI, 2000), considerando que as medidas foram realizadas em intervalos igualmente espaçados, considerando-se desde a superfície (z = 0 m) até a profundidade de interesse (z = 0,80 m), com a equação:

$$A_L = \int_0^L \theta(z) dz = \left[0,50\theta(z_0) + \sum_{i=1}^{n-1} \theta(z_i) + 0,50\theta(z_n) \right] \Delta z \quad (3)$$

em que, θ é o conteúdo volumétrico de água no solo, m³ m⁻³, e i é o número de profundidades de leitura, adimensional.

A variação no armazenamento acumulado (na camada de 0-0,80 m) de água no perfil de solo (ΔA) foi determinada pela diferença dos valores do armazenamento de água do perfil nos tempos inicial e final de cada período considerado, por:

$$\Delta A = [\theta_f - \theta_i] L = A_f - A_i \quad (4)$$

sendo A_f e A_i os armazenamentos acumulados de água final e inicial, respectivamente.

O fluxo de água, no intervalo de tempo diário, através da base do perfil de solo, isto é na profundidade de 0,80 m, (drenagem profunda ou ascensão capilar) foi estimado com a equação de Darcy-Buckingham:

$$q = -K(\theta) \nabla \psi_t \quad (5)$$

em que, q é a densidade de fluxo da água no solo, mm d⁻¹; K(θ) é a condutividade hidráulica do solo na condição de não saturação, mm d⁻¹, e $\nabla \psi_t$ é o gradiente de potencial total na direção vertical, adimensional. Se o fluxo de água (q) for positivo indica ascensão capilar (AC); se negativo indica drenagem (D).

O gradiente de potencial total foi calculado com os valores obtidos nas profundidades de 0,60 e 1,00 m. O potencial total (ψ_t) foi igual ao potencial matricial (h) mais o potencial gravitacional (ψ_g , que corresponde a profundidade).

O potencial matricial, na escala diária, foi obtido por meio da equação de van Genuchten (1980), utilizando-se os dados da curva de retenção e do conteúdo volumétrico de água no solo (também obtidos diariamente por meio dos sensores TDR), para as profundidades de 0,20; 0,40; 0,60; 0,80 e 1,0 m. A curva de retenção de cada profundidade foi obtida em laboratório, usando-se Extrator de Richards nas pressões de 0,01; 0,033; 0,1; 0,3; 0,5; 0,7 e 1,5 MPa. Posteriormente, esses dados foram ajustados a equação de van Genuchten (1980):

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot [1 + (\alpha |h|)^n]^{-m} \quad (6)$$

com, $m = 1 - \frac{2}{n}$ (BURDINE, 1953).

em que, θ_s é o conteúdo volumétrico de água no solo na saturação, m³ m⁻³; θ_r é o conteúdo volumétrico de água no solo residual, m³ m⁻³; h é o potencial matricial da água no solo, cm; α é o inverso da pressão de borbulhamento a partir da qual a água começa a ser drenada do solo previamente saturado, cm⁻¹, e n e m são parâmetros de ajuste da equação.

A condutividade hidráulica não saturada, K(θ), foi obtida por intermédio da equação de van Genuchten (1980), utilizando-se a hipótese de Burdine (1953).

$$K(\theta) = K_s S_e^2 [1 - (1 - S_e^{1/m})^m] \quad (7)$$

em que, K_s é a condutividade hidráulica à saturação do solo, mm d^{-1} , e S_e é o grau de saturação efetiva.

O grau de saturação efetiva (S_e) é dado por:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (8)$$

A condutividade hidráulica à saturação do solo (K_s) foi obtida de acordo com a metodologia Beerkan (SOUZA et al., 2008), por meio de ensaios de infiltração com infiltrômetro de anel simples, de 0,15 m de diâmetro, na superfície e nas profundidades de 0,20; 0,40; 0,60; 0,80 e 1,0 m, utilizando-se o método proposto por Haverkamp et al. (1994). O ensaio de infiltração consiste em anotar o tempo em que volumes constantes de água levam para infiltrar no solo, podendo esses volumes variar de 70 a 250 mL, dependendo da taxa de infiltração, a fim de evitar uma carga hidráulica e conseqüente fluxo forçado no solo. A infiltração acumulada é obtida calculando-se a razão entre o volume acumulado e a área do infiltrômetro de anel simples ($A = 0,018 \text{ m}^2$).

Haverkamp et al. (1994) propuseram a seguinte equação para infiltração acumulada para tempos longos:

$$I_{3D} = \left(K_s + \frac{\gamma \cdot S_o^2}{r \cdot \Delta\theta} \right) t + \frac{S_o^2}{2 \cdot (K_s) \cdot (1 - \beta)} \cdot \ln \left(\frac{1}{\beta} \right) \quad (9)$$

em que, r é o raio do infiltrômetro; S_o é a sorvidade; $\Delta\theta$ é a variação do conteúdo volumétrico de água no solo; β é uma constante no intervalo ($0 < \beta < 1$), cujo valor é igual a 0,6 (HAVERKAMP et al., 1994), e γ é uma constante teórica, cujo valor é 0,75.

A condutividade hidráulica à saturação do solo (K_s) foi obtida por intermédio do ajuste da Eq. 9 aos dados da infiltração acumulada em função do tempo.

Os valores dos parâmetros da curva de retenção, obtidos por meio do ajuste da Eq. 6, e os valores da condutividade hidráulica à saturação do solo (K_s) estão apresentados na tabela 1. Os valores de θ_r foram considerados iguais a zero, pois, a grande maioria dos trabalhos publicados que apresentam modelos (formulações) para a curva de retenção, considera a umidade residual, θ_r , como uma constante empírica ou um parâmetro de ajuste, sem significado físico. Isto se deve ao fato, principalmente, da falta de uma definição precisa para a umidade residual. Portanto, ao invés de fixar um valor para θ_r

da literatura de um mesmo tipo de solo ou da curva de retenção, muitos trabalhos (ANTONINO et al., 2005; WESSOLEK et al., 1994; WÖSTEN; VAN GENUCHTEN, 1988) têm mostrado que é melhor fixar o valor zero.

Para a realização das medidas de altura da cobertura vegetal (dossel), área foliar e índice de área foliar foram escolhidas 10 plantas ao acaso na área experimental, sendo as medidas realizadas a partir do dia 01 de setembro de 2009 até a colheita, no dia 10 de dezembro de 2009.

As medidas de altura de plantas foram feitas com o auxílio de uma trena, onde se mediu a altura da cobertura vegetal, do nível do solo até a haste principal.

Tabela 1 - Valores dos parâmetros da curva de retenção da água no solo, $\theta(h)$, equação de van Genuchten (1980) e de K_s para as profundidades de 0,20; 0,40; 0,60; 0,80 e 1,00 m

Prof. (m)	θ_s ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	α (cm^{-1})	n	m	K_s (mm d^{-1})
0,20	0,399	2,365	2,854	0,299	25,23
0,40	0,383	2,390	2,961	0,325	103,02
0,60	0,367	2,383	2,947	0,321	116,84
0,80	0,388	2,373	2,921	0,315	15,34
1,00	0,387	2,371	2,922	0,315	12,89

Para a estimativa da área foliar foi calibrado um modelo baseado nas medidas de comprimento e largura de folha, segundo a equação:

$$AF = C \times L \times fc \quad (10)$$

em que, AF é a área foliar, m^2 ; C é o comprimento da folha, m ; L é a largura da folha, m , e f é o fator de correção. O fator de correção utilizado foi 0,51, obtido por Souza (2006).

Para a determinação da área foliar foram medidas todas as folhas de cada planta, semanalmente, durante o mesmo período de medição da altura de plantas, com o uso de uma régua.

O índice de área foliar foi determinado pela relação entre a área foliar de todas as folhas da planta e a área superficial do solo ocupado pela planta.

$$IAF = \frac{AF}{AS} \quad (11)$$

em que, IAF é o índice de área foliar, $m^2 m^{-2}$; AF é a área foliar, m^2 , e AS é a área superficial de solo, m^2 .

Também foi determinada a evapotranspiração de referência (ET_o), com a equação de Penman-Monteith, de acordo com Allen et al. (1998). Os dados necessários (temperatura e umidade relativa do ar, velocidade do vento, saldo de radiação e fluxo de calor no solo) foram obtidos de uma estação meteorológica automática instalada no centro da área.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na figura 1 é apresentada a evolução diária da precipitação pluvial, da irrigação e do conteúdo volumétrico de água no solo nas profundidades de 0,20; 0,40; 0,60; 0,80 e 1,00 m, durante o período de 11 de agosto de 2009 a 10 de dezembro de 2009.

Observa-se que a precipitação pluvial concentrou-se na fase de emergência e até a metade inicial da fase vegetativa, sendo que a partir dos 41 dias após o plantio (14/09/2009) as precipitações praticamente cessaram. De acordo com Távora (1982), a cultura da mamoneira necessita de, no mínimo, 600 a 750 mm de água durante todo o seu ciclo, de maneira que 400 a 500 mm sejam distribuídos até a floração. A quantidade de água precipitada durante todo o ciclo da mamoneira foi de 89,7 mm e a lâmina total de irrigação foi de 180 mm, perfazendo 269,7 mm, sendo que desse total apenas 79,1 mm foram do plantio até a floração. Esses dados indicam que, apesar da irrigação suplementar ocorrida, a mamoneira sofreu déficit hídrico.

Observa-se, ainda na figura 1, que o conteúdo volumétrico de água no solo seguiu as variações de precipitação pluvial e irrigação, sendo que as profundidades mais superficiais (0,20 e 0,40 m) possuem maiores variações nos valores de conteúdo volumétrico de água no solo, quando comparadas às camadas mais profundas (0,60; 0,80 e 1,00 m).

A maior oscilação no conteúdo volumétrico de água no solo nas profundidades de 0,20 e 0,40 m deve-se à sua posição em relação às demais; pois, por ser superficial, sofre maior influência de fatores como precipitação, vento, umidade relativa do ar, exploração pelas raízes dos vegetais e a radiação solar, entre outros, que contribuem para a entrada e saída da água neste ambiente.

Na figura 2 é apresentada a evolução da altura de plantas da mamoneira, a área foliar e o índice de área foliar. Observa-se que aos 29 dias após o plantio (DAP) a altura média das plantas foi de 28,5

cm. Aos 50 DAP foi de 46,7 cm, com uma taxa de crescimento médio de 0,87 $cm d^{-1}$.

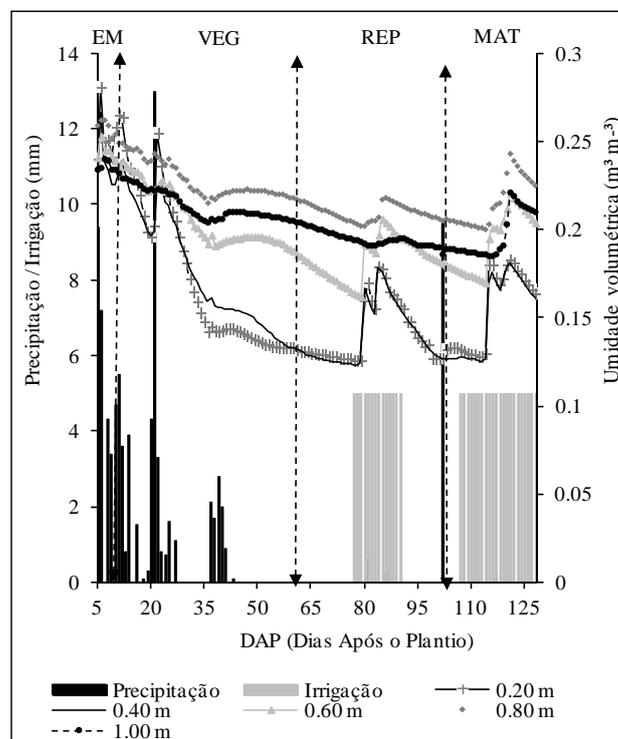


Figura 1 - Precipitação pluvial, irrigação e conteúdo volumétrico de água no solo durante o período de 09 de agosto a 10 de dezembro de 2009 em Garanhuns-PE (5 a 129 dias após o plantio (DAP)). EM – fase de emergência; VEG – fase vegetativa; REP – fase reprodutiva; MAT – fase de maturação

A maior altura das plantas foi atingida aos 107 DAP com um valor médio de 67,6 cm, se estabilizando até aos 120 DAP, com um declínio a partir de 129 DAP, com altura média de 65,7 cm. A altura média das plantas, durante todo o período, foi de 55 cm.

Silva (2008), estudando esta mesma variável na cultivar BRS – 188 Paraguaçu, também percebeu que as plantas apresentaram um crescimento contínuo até os 133 DAP declinando após esse período, o que pode ser justificado, de acordo com Beltrão e Souza (2003), pela transferência dos fotoassimilados usados no crescimento para os órgãos reprodutivos.

Quanto à área foliar, observa-se que seu valor máximo ($0,35 m^2$) foi obtido aos 49 dias após o plantio, período de maior cobertura do solo. A partir daí a cobertura do solo começa a declinar. O

índice de área foliar (IAF) apresenta comportamento semelhante ao da área foliar.

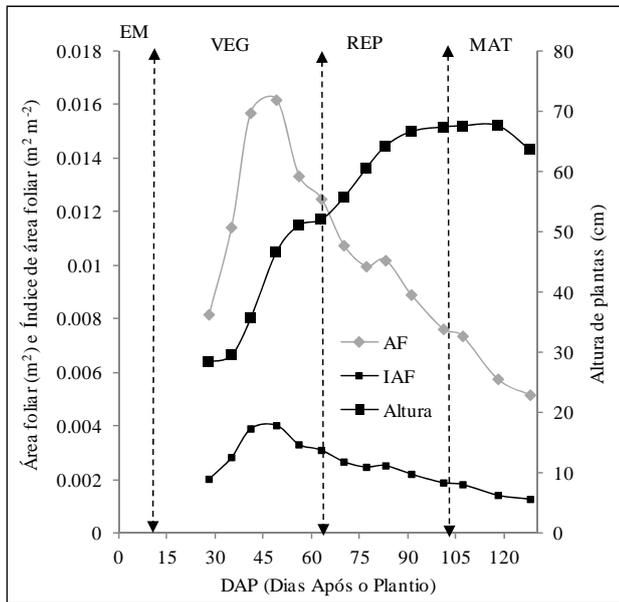


Figura 2 - Evolução da altura de plantas, área foliar e índice de área foliar de mamona cultivada em Garanhuns-PE, durante o período de 01 de setembro de 2009 a 10 de dezembro de 2009 (29 a 129 dias após o plantio (DAP)). EM – fase de emergência; VEG – fase vegetativa; REP – fase reprodutiva; MAT – fase de maturação

Na tabela 2 são apresentados os componentes do balanço hídrico do solo durante os 13 subperíodos de avaliação, desde o plantio até a colheita da mamona. Pela análise da tabela 2 observa-se que os subperíodos 1 e 2 apresentaram os maiores volumes de precipitação pluvial.

Observa-se, também, que a variação do armazenamento de água no solo (ΔA) seguiu as variações da precipitação e irrigação. O ΔA apresentou uma oscilação de -32,6 a +27,6 mm, o que mostra que, em determinados períodos, ocorreu perda de água, isto é, as perdas por drenagem profunda (D) e seu consumo pela cultura e a evaporação da água diretamente da superfície do solo (ET) foi superior à quantidade fornecida (P + I), e em outros períodos ocorreu ganho de água. A variação do armazenamento de água no solo, considerando-se todo o período de estudo, foi igual a -61,0 mm. $\square A$ corresponde ao saldo de água no solo, se no intervalo de tempo considerado, as entradas de água no volume de solo (precipitação, irrigação e ascensão capilar)

forem maiores que as saídas (evapotranspiração e drenagem) o ΔA será positivo (isto apenas ocorreu nos subperíodos de 18/10 a 27/10/2009 e de 27/11 a 06/12/2009), caso contrário o ΔA será negativo (isto ocorreu nos outros subperíodos).

Tabela 2 - Componentes do balanço hídrico em mamona durante o período de 09 de agosto a 10 de dezembro de 2009, em Garanhuns-PE

Intervalo	P	I	ΔA	Q	ET	ETd
	mm					mm d ⁻¹
09/08-18/08	42,8	0,0	-7,0	-16,8	33,0	3,3
19/08-28/08	24,0	0,0	-6,4	-11,8	18,6	1,9
29/08-07/09	2,7	0,0	-32,6	-8,1	27,2	2,7
08/09-17/09	9,6	0,0	-2,2	-3,5	8,3	0,8
18/09-27/09	0,0	0,0	-4,6	-3,8	0,8	0,1
28/09-07/10	0,0	0,0	-5,8	-2,4	3,4	0,3
08/10-17/10	0,0	0,0	-5,6	0,3	5,9	0,6
18/10-27/10	0,6	40,0	27,6	-1,7	11,3	1,1
28/10-06/11	0,3	30,0	-17,6	-7,7	40,2	4,0
07/11-16/11	9,5	0,0	-3,2	-4,3	8,4	0,8
17/11-26/11	0,0	40,0	-7,2	-2,2	45,0	4,5
27/11-06/12	0,2	50,0	9,2	-10,3	30,7	3,1
07/12-10/12	0,0	20,0	-5,6	-2,9	22,7	5,7
Total	89,7	180,0	-61,0	-75,1	255,6	2,2

P – Precipitação; I – Irrigação; ΔA – Variação no armazenamento; q – Fluxo de água no solo (se positivo, indica ascensão capilar (AC); se negativo, indica drenagem (D)); ET – Evapotranspiração acumulada; ETd – Evapotranspiração diária.

Quando se trata do fluxo de água no solo (ascensão capilar, AC, e/ou drenagem, D) percebe-se que durante todo o período de avaliação foram perdidos 75,1 mm de água por drenagem, o que

representa 27,8% de toda a água fornecida à cultura.

Esses resultados estão de acordo com Silva et al. (2007), que estudaram os componentes do balanço hídrico em mamona na microrregião do Brejo Paraibano, e encontraram que os valores de drenagem foram 23,4% do total de água precipitada. Já Lima et al. (2006a), ao realizarem o balanço hídrico em feijão caupi nas mesmas condições de Silva et al. (2007), encontraram que as perdas de água por drenagem foram de 17,23 mm, o que correspondeu a apenas 4,2% do total de água precipitada.

De acordo com Allen et al. (2011), o termo drenagem e/ou ascensão capilar é um dos de mais difícil medição e uma das principais fontes de erro, quando se determina a ET pelo método do balanço hídrico.

Durante o período de avaliação, a evapotranspiração (ET) teve seus valores mais elevados nos subperíodos 1 (09/08 - 18/08); 9 (28/10 - 06/11); 11 (17/11 - 26/11); 12 (27/11 - 06/12) e 13 (07/12 - 10/12), em virtude dos maiores valores de precipitação pluvial ou irrigação, especialmente no subperíodo 13 haja vista compreender apenas quatro dias.

Cruz et al. (2005), avaliando a quantidade de água consumida na cultura de citros, afirmam que o fato da ocorrência de maiores taxas de evapotranspiração, quando ocorrem as maiores taxas de precipitação pluvial ou irrigação, é devido a maior transpiração e evaporação nas camadas superficiais até os 40 cm de profundidade.

Prevedello et al. (2007), estudando o consumo de água na cultura de trigo, inferiram que a adição de água ao sistema tem importante efeito no armazenamento de água no solo, contribuindo diretamente para o aumento nas taxas evapotranspirativas.

Diante disso, é possível admitir que uma irrigação mais eficiente poderia favorecer o desenvolvimento da cultura, haja vista que haveria um aumento na disponibilidade de água no solo e, conseqüentemente, a garantia de níveis evapotranspirativos mais altos, o que, por sua vez, é um fato agronomicamente desejável, com impacto positivo no desenvolvimento vegetativo e produtividade da mamona.

O valor total de ET foi de 255,6 mm e o valor médio foi de 2,2 mm d⁻¹. Esses resultados estão de acordo com os obtidos por Souza (2006), que estimou a evapotranspiração da mamona pelo método do balanço hídrico em Areia – PB, e encontrou

que a ET média, para todo ciclo da mamona, foi de 2,31 mm d⁻¹.

A evapotranspiração real (ET), de referência (ETo), a precipitação pluvial (P) e a irrigação (I) acumulada, em cada uma das fases fenológicas da mamona, são apresentadas na figura 3.

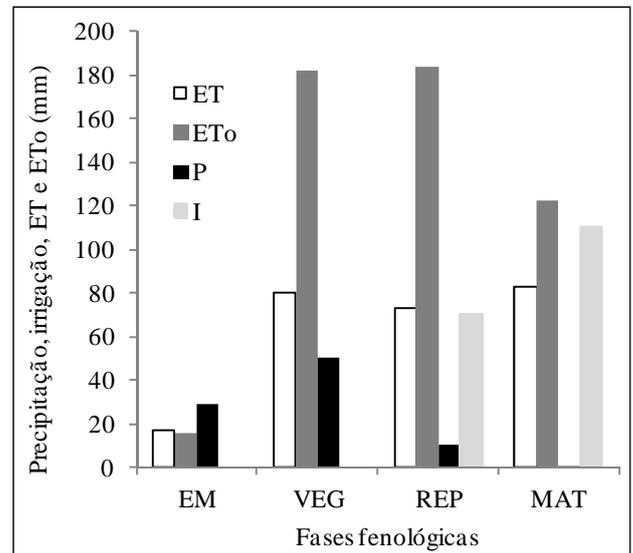


Figura 3 – Evapotranspiração real (ET), evapotranspiração de referência (ETo), precipitação pluvial (P) e irrigação (I) durante as diferentes fases fenológicas da mamona em Garanhuns-PE. EM – fase de emergência; VEG – fase vegetativa; REP – fase reprodutiva; MAT – fase de maturação

Observa-se que os valores de ET seguiram as variações da precipitação pluvial e da irrigação, além de, como já explicado, foram observados os maiores valores de ET nos períodos de maior disponibilidade hídrica no solo. No entanto, nas fases vegetativa e reprodutiva, os valores de ET são consideravelmente menores que os valores de ETo.

Dividindo-se o número de dias de cada fase fenológica pela evapotranspiração total, obtêm-se os valores médios diários de ET e ETo em cada fase fenológica (Tabela 3).

Observa-se que os maiores valores diários de ET ocorreram nas fases de emergência e maturação, com 2,88 e 3,17 mm d⁻¹, respectivamente. Esses maiores valores nessas fases podem ser explicados pelos maiores valores de precipitação pluvial e irrigação.

Já os valores de ETo foram maiores nas fases reprodutiva e de maturação, com 4,83 e 4,90 mm d⁻¹, respectivamente. Esses maiores valores nessas fases

são devido a época do ano (meses de novembro e dezembro), que é caracterizada por uma demanda atmosférica mais elevada. De acordo com Borges Júnior et al. (2012), a ETo nesses meses na microrregião de Garanhuns é em torno de 4,7 mm d⁻¹, o que está de acordo com os dados observados nesse trabalho (Tabela 3).

Tabela 3 - Valores médios diários da evapotranspiração real (ET), de referência (ETo), precipitação pluvial (P), relação ET/ETo e irrigação (I) nas diferentes fases fenológicas da mamona

Fase fenológica	ND	ET	ETo	ET/E To	P	I
			mm d ⁻¹			
Emergência	6	2,88	2,57	1,12	4,83	0,00
Vegetativa	52	1,52	3,50	0,43	0,95	0,00
Reprodutiva	38	1,87	4,83	0,39	0,27	1,84
Maturação	25	3,17	4,90	0,65	0,01	4,40

ND – número de dias

Tanto na fase de emergência quanto na fase de maturação, os maiores valores de ET devem ser oriundos da evaporação direta da água do solo, uma vez que na fase de emergência o solo encontrava-se praticamente desnudo e na fase de maturação ocorre um decréscimo da transpiração da cultura, causada pela senescência das folhas, conforme se observa na figura 2, pela redução do IAF, e pelo início da maturação. Dessa maneira, o maior consumo de água pela mamona ocorreu na fase reprodutiva, onde houve uma ET média de 1,87 mm d⁻¹. Estes resultados estão de acordo com os obtidos por Lima et al. (2006a) que, avaliando o consumo de água na cultura do feijão caupi, observaram que a transpiração das plantas foi maior nos períodos de maior disponibilidade hídrica e o maior consumo de água ocorreu na fase reprodutiva.

De acordo com Fontana et al. (1991), a relação entre ET e ETo pode indicar se a cultura está sofrendo estresse hídrico, uma vez que essa relação expressa o consumo relativo de água. A razão ET/ETo inclui, além da disponibilidade de água no solo, também a demanda evaporativa da atmosfera (ETo). Desse modo, observa-se na tabela 3 que na fase reprodutiva a mamona sofreu estresse hídrico, uma vez que a relação ET/ETo ficou bem abaixo de 1 (0,39).

Além disso, para a maioria das culturas, na ausência de déficit hídrico, a razão ET/ETo tem

valores próximos da unidade na fase reprodutiva. Já quando ocorre déficit hídrico, esses valores são bem abaixo da unidade. Nesse sentido, Rios et al. (2011) encontraram valores de ET/ETo de 0,87 para a cultura da mamona cultivada sob condições de irrigação, sem déficit hídrico, em Lavras, MG. Já Centeno et al. (2012) encontraram valor de 1,1, para a mamona sob condições irrigadas em Senhor do Bonfim, BA. Os resultados destas pesquisas, sob condições de não déficit hídrico, corroboram o fato de que na nossa pesquisa a mamona sofreu déficit hídrico na fase reprodutiva.

Vale ressaltar que os resultados dessa pesquisa, referente a um único ciclo produtivo da mamona, não podem ser extrapolados para outras condições climáticas, como por exemplo, localidades com precipitações mais elevadas. Pois, como se observa dos dados da figura 1 e das tabelas 2 e 3, o período de cultivo da mamona foi caracterizado por apresentar baixos valores de precipitação e de conteúdo volumétrico de água no solo, além de pequenos valores de ET e da razão ET/ETo, indicando déficit hídrico. É de se supor que, em caso de maiores valores de precipitação e de conteúdo volumétrico de água no solo, a mamona apresentaria valores mais elevados de evapotranspiração, e provavelmente, pelo tipo de solo da pesquisa (Latossolo Amarelo), maiores valores de drenagem profunda.

CONCLUSÕES

1. A evapotranspiração acumulada da mamona foi de 255,6 mm e teve um valor médio de 2,2 mm d⁻¹, sendo maior nos períodos de maior disponibilidade de água no solo;
2. O fluxo de água na base do solo (ascensão capilar, AC, e/ou drenagem, D), ocorreu predominantemente no sentido descendente, sendo perdidos 75,1 mm de água por drenagem, o que representa 27,8% de toda a água fornecida à cultura;
3. Em relação ao consumo de água (ET) pela mamona nas diferentes fases fenológicas, observou-se que o maior consumo ocorreu na fase reprodutiva (1,87 mm d⁻¹);
4. A mamona sofreu estresse hídrico, na fase reprodutiva, tendo em vista os baixos valores de área foliar e índice de área foliar encontrados, além dos valores da relação ET/ETo serem bem abaixo de 1 nesta fase.
5. Tendo em vista os resultados serem de um único ciclo produtivo da mamona, a variabi-

lidade do clima e conseqüentemente do armazenamento de água no solo, não são contemplados nos resultados dos componentes do balanço hídrico encontrados nesta pesquisa.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Senhor Antonio Carlos, proprietário da Fazenda Estivas, pela cessão da área experimental; ao CNPq pela bolsa de Iniciação Científica ao primeiro autor e de Produtividade em Pesquisa aos quarto e sétimo autores; e a PRPPG/REUNI/PROAD/UFRPE pelo apoio financeiro, por meio do Edital 01/2009 Universal Rural.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; HOWELL, T. A.; JENSEN, M. E. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*, v. 98, n. 6, p. 899-920, 2011.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. *Crop evapotranspiration - guidelines for predicting crop water requirements*. Rome: FAO, 1998. 300 p. (Irrigation and drainage paper, 56).
- ANTONINO, A. C. D.; HAMMECKER, C.; MONTENEGRO, S. M. L. G.; NETTO, A. M.; ANGULO-JARAMILLO, R.; LIRA, C. A. B. O.. Subirrigation of land bordering small reservoirs in the semi-arid region in the Northeast of Brazil: Monitoring and Water balance. *Agricultural Water Management*, v. 73, n. 2, p. 131-147, 2005.
- AZEVEDO, P. V.; SILVA, B. B.; SILVA, V. P. R. Water requirements of irrigated mango orchards in northeast Brazil. *Agricultural Water Management*, v. 58, n. 3, p. 241-254, 2003.
- BELTRÃO, N. E. M.; SOUZA J. G. Estresse hídrico (deficiência e excesso) e seus efeitos no crescimento inicial da mamoneira, cultivar BRS 188 Paraguaçu. *Revista de Oleaginosas e Fibrosas*, v. 7, n. 213, p. 735-741, 2003.
- BERTOZZO, F.; LARA, A. C. C.; ZANOTTO, M. D. Melhoramento genético da mamona visando incremento de flores femininas. *Bragantia*, v. 70, n. 2, p. 271-277, 2011.
- BORGES JÚNIOR, J. C. F.; ANJOS, R. T.; SILVA, T. J. A.; LIMA, J. R. S.; ANDRADE, C. L. T. Métodos de estimativa da evapotranspiração de referência diária para a microrregião de Garanhuns, PE. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 16, n. 4, p. 380-390, 2012.
- BRITO, A. S.; LIBARDI, P. L.; GHIRBERTO, P. J. Componentes do balanço de água no solo com cana-de-açúcar, com e sem adubação nitrogenada. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 33, n. 2, p. 295-303, 2009.
- BURDINE, N. T. Relative permeability calculation from size distribution data. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineering*, v. 198, p. 71-78, 1953.
- CENTENO, C. R. M.; AZEVEDO, C. A. V.; SANTOS, D. B.; LIRA, V. M.; SANTOS, J. B. Determinação do coeficiente de cultivo da mamona BRS energia irrigada com água salina. *Revista Verde*, v. 7, n. 4, p. 147-153, 2012.
- COSTA, M. N.; PEREIRA, W. E.; BRUNO, R. L. A.; FREIRE, E. C.; NÓBREGA, M. B. M.; MILANI, M.; OLIVEIRA, A. P. Divergência genética entre acessos e cultivares de mamoneira por meio de estatística multivariada. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 41, n. 11, p. 1617-1622, 2006.
- CRUZ, A. C. R.; LIBARDI, P. L.; CARVALHO, L. A.; ROCHA, G. C. Balanço de água em volume de solo explorado pelo sistema radicular de uma planta de citrus. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 29, n. 1, p. 1-10, 2005.
- DINIZ NETO, M. A.; TÁVORA, F. J. A. F.; CRISÓSTOMO, L. A.; DINIZ, B. L. M. T. Adubação NPK e épocas de plantio para mamoneira. I – Componentes da produção e produtividade. *Revista Ciência Agronômica*, v. 40, n. 4, p. 578-587, 2009.
- EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de solos. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306 p.

- FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A.; LAUSCHNER, M. H.; MELLO, R. W. Modelo de estimativa de rendimento de soja no Estado do Rio Grande do Sul. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 36, n. 3, p. 399-403, 2001.
- GOUVEIA NETO, G. C.; LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; SILVA, J. M.; SOUZA, C.; SILVA, I. F. Estimativa da evapotranspiração da mamona e seus componentes (evaporação e transpiração) na microrregião do Brejo Paraibano. *Irriga*, v. 16, n. 3, p. 246-258, 2011.
- HAVERKAMP, R.; ROSS, P. J.; SMETTEM, K. R. J.; PARLANGE, J. Y. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. *Water Resources Research*, v. 30, n. 11, p. 2931-2935, 1994.
- KOURI, J.; SANTOS, R. F.; SANTOS, J. W. Evolução da cultura da mamona no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE MAMONA, 1., 2004, Campina Grande. *Anais...* Campina Grande: EMBRAPA-CNPA, 2004. 1 CD.
- LIBARDI, P. L. *Dinâmica da água no solo*. 2. ed. Piracicaba: ESALQ, 2000.
- LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; ANDRADE, A. P.; SOUZA, C.; SOARES, W. A.; SOUZA, E. S.; SILVA, I. F. Comparação da sonda de nêutrons e de sensores tipo TDR para a determinação dos componentes do balanço hídrico no solo e evapotranspiração do feijão caupi. *Agropecuária Técnica*, Areia, v. 27, n. 1, p. 21-29, 2006b.
- LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; SOARES, W. A.; SOUZA, E. S.; LIRA, C. A. B. O. Balanço hídrico no solo cultivado com feijão caupi. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, v. 1, n. único, p. 89-95, 2006a.
- MOROKE, T. S.; SCHWARTZ, R. C.; BROWN, K. W.; JUO, A. S. R. Water use efficiency of dryland cowpea, sorghum and sunflower under reduced tillage. *Soil & Tillage Research*, v. 112, n. 1, p. 76-84, 2011.
- OLIVEIRA, N. T.; CASTRO, N. M. R.; GOLDENFUM, J. A. Influência da palha no balanço hídrico em lisímetros. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 15, n. 2, p. 93-103, 2010.
- PREVEDELLO C. L.; MAGGIOTTO, S. R.; LOYOLA, J. M. T.; DIAS, N. L.; BEPLER NETO, G. Balanço de água por aquisição automática de dados em cultura de trigo (*Triticum aestivum* L.). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 31, n. 1, p. 1-8, 2007.
- RIOS, G. F. A.; CARVALHO, L. G.; MAGINA, F. C.; CASTRO NETO, P.; SILVA, B. M.; ANTÔNIO C.; FRAGA, A. C. Consumo hídrico e coeficiente de cultura da mamoneira na microrregião de Lavras, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 15, n. 12, p. 1275-1282, 2011.
- SILVA, J. J. N. *Caracterização edafoclimática em um cultivo de Mamona (*Ricinus communis* L.) em vale aluvial no Agreste de Pernambuco*. 2008. 102 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2008.
- SILVA, J. M.; LIMA, J. R. S.; GOUVEIA NETO, G. C.; SOUZA, C.; SILVA, I. F.; ANTONINO, A. C. D.; NÓBREGA, J. A. Balanço hídrico na cultura da mamona, sob condições de sequeiro, no Brejo Paraibano. *Revista Educação Agrícola Superior*, v. 22, n. 1, p. 57-59, 2007.
- SOUTO, K. C.; SICSÚ, A. B. A cadeia produtiva da mamona no estado da Paraíba: uma análise Pós-Programa do Biodiesel. *Revista Econômica do Nordeste*, v. 42, n. 1, p. 183-210, 2011.
- SOUZA, A. S.; TÁVORA, F. J. A. F.; PITOMBEIRA, J. B.; BEZERRA, F. M. L. Épocas de plantio e manejo da irrigação para a mamoneira. I - componentes de produção. *Revista Ciência Agronômica*, v. 38, n. 4, p. 414-421, 2007a.
- SOUZA, A. S.; TÁVORA, F. J. A. F.; PITOMBEIRA, J. B.; BEZERRA, F. M. L. Épocas de plantio e manejo da irrigação para a mamoneira. II - crescimento e produtividade. *Revista Ciência Agronômica*, v. 38, n. 4, p. 422-429, 2007b.
- SOUZA, C. *Balanço hídrico em solo cultivado com mamona (*Ricinus communis* L.) no Brejo Paraibano*. 2006. 70 f. Dissertação (Mestrado em Manejo do Solo e Água) – Universidade Federal da Paraíba, Areia, 2006.
- SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; ÂNGULO-JARAMILLO, R.; NETTO, A. M. Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 12, n. 2, p. 128-135, 2008.

TÁVORA, F. J. A. *A cultura da mamona*. 1. ed. Fortaleza: Epace, 1982. 111 p.

van GENUCHTEN, M. Th. Van. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, v. 44, n. 5, p. 892-898, 1980.

WESSOLEK, G.; PLAGGE, R.; LEIJ, F. J.; van GENUCHTEN, M. Th. Analysing problems in describing field and laboratory measured soil hydraulic properties. *Geoderma*, v. 64, n. 1-2, p. 93-110, 1994.

WÖSTEN, J. H. M.; van GENUCHTEN, M.Th. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Science Society of America Journal*, v. 52, p. 1762-1770, 1988.

Water Use In Castor Bean Cultivation By Water Balance In The South Agreste Region Of Pernambuco, Brazil

ABSTRACT

Evapotranspiration (ET) is one of the most important components of the hydrological cycle and there are several methods for its quantification, such as water balance. This method allows monitoring water relations during different phenological stages of the crop, which is very important for the proper management of water resources. The water balance components (evapotranspiration, variation of the water storage in the soil, drainage, capillary rise, rainfall and irrigation) were determined for an Oxisol cultivated with castor beans (variety BRS-149 Northeastern). The experiment was conducted in a 9 ha area at Estivas farm, located in the municipality of Garanhuns, PE (8° 53' S, 36° 31' W, and 823 m). In order to determine the water balance components, the area was instrumented with sensors for measuring soil water content at the depths of 0.20, 0.40, 0.60, 0.80 and 1.00 m, and with an automated rainfall gauge. Infiltration tests were performed for determining the saturated soil hydraulic conductivity. The soil-water retention curve was determined in the laboratory. Furthermore, the reference evapotranspiration (ET_o) was determined, with data from a weather station located in the center of the experimental area. It was observed that the water flow at the base of the soil profile (capillarity rise AC and/or drainage, D), throughout the trial period occurred predominantly in the downward direction, 75.1 mm of water being lost by drainage, which accounted for

27.8% of the water supplied to the castor beans. ET during the castor bean cycle was 255.6 mm, with the average value of 2.2 mm d⁻¹ and it followed the variation of rainfall and irrigation. Total and average values of ET_o were 503.0 mm and 4.06 mm d⁻¹, respectively. In relation to water consumption (ET) by castor at different phenological stages, it was found that the highest values of ET occurred at the reproductive stage (1.87 mm d⁻¹), however, at the same stage the average value of ET_o was 4.83 mm d⁻¹. Thus, probably, the castor beans must have suffered water stress at this stage, given the low values of ET/ET_o ratio (0.39) and leaf area and leaf area index found.

Keywords: *Ricinus communis L. Water budget. Evapotranspiration.*

Análise Espacial do Balanço Hídrico no Meio Rural de Santa Catarina

Gerson Conceição¹, Luiz Fernando de Novaes Vianna¹, Ivan Luiz Zilli Bacic¹, Masato Kobiyama²,
Paulo Belli Filho²

gconceicao@epagri.sc.gov.br, vianna@epagri.sc.gov.br, bacic@epagri.sc.gov.br, kobiyama@ufrgs.br, belli@ens.ufsc.br

Recebido: 10/05/12 - revisado: 09/10/12 - aceito: 15/07/13

RESUMO

O suprimento de alimentos é uma prioridade mundial que impulsiona o setor do agronegócio e exige um aumento constante da produção agrícola, ocasionando crescimento no consumo de água e conseqüentemente o déficit hídrico em zonas rurais. Para identificar as bacias hidrográficas com elevado potencial de uso da água foi feito um estudo abrangendo as principais atividades rurais do Estado. Através de técnicas de análise espacial, foram mapeadas as demandas e a disponibilidade hídrica. O cálculo da demanda foi feito com base no consumo potencial da água pelas propriedades no meio rural. Os potenciais usuários da água foram divididos em três grupos: população rural, rebanho animal e agricultura irrigada. A disponibilidade hídrica foi definida como a vazão mínima de sete dias de duração e período de retorno de 10 anos, ou seja, $Q_{7,10}$. E o balanço hídrico foi calculado pela diferença entre a disponibilidade hídrica e a demanda rural. Os resultados foram fundamentados na: a) análise da distribuição espacial da demanda hídrica em escala estadual e local; b) análise dos fatores que impactam essa disponibilidade; e c) estimativa do balanço hídrico rural nas divisões hidrográficas. As análises foram feitas no Sistema de Informações Geográficas – SIG ArcGis® e os resultados apresentados por superfície contínua e divisões hidrográficas em escala estadual, e por superfície contínua dentro das divisões hidrográficas, em escala local. Constatou-se que a região no extremo sul do Estado apresenta os maiores déficits no balanço hídrico, coincidindo com os períodos de intensa atividade agrícola com irrigação, indicando que a demanda da quantidade de água destinada à atividade agrícola, supera a capacidade da $Q_{7,10}$ regional das bacias.

Palavras-chave: Análise espacial. Sistema de Informações Geográficas. Demanda de água.

INTRODUÇÃO

O suprimento de alimentos é uma prioridade mundial que impulsiona o setor do agronegócio e exige um aumento constante da produção agrícola, ocasionando crescimento no consumo de água e conseqüentemente o déficit hídrico em zonas rurais. Entretanto, esse aumento na produção de alimento não ocorre na mesma proporção que as ações necessárias à gestão sustentável dos recursos hídricos. Nas zonas rurais, o déficit hídrico resulta também de uma situação onde os agricultores não utilizam métodos de irrigação eficazes (UNESCO, 2003). Segundo Tundisi (2008), 70% dos recursos hídricos consumidos no mundo são utilizados na agricultura irrigada. O setor agrícola de vários países utiliza, muitas vezes, esses recursos de forma excessiva,

gerando conflitos de uso e conduzindo a uma crise mundial da água, não somente pela escassez ou estresse hídrico, mas principalmente pela ausência de gerenciamento (ROGERS; LLAMAS; MARTÍNEZ-CORTINA, 2006). Segundo Somlyody e Varis (2006), o agravamento e a complexidade da crise decorrem de problemas reais de baixa disponibilidade e aumento da demanda, o que também passa por questões de gestão.

O Estado de Santa Catarina, no período de 1980 a 2003 registrou 492 ocorrências de estiagem, sendo em 2002, a de maior magnitude, atingindo 74% dos municípios do Estado (GONÇALVES; MOLLERI, 2007). Os dados levantados pela Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina – EPAGRI (EPAGRI, 2003), indicam que as causas da ocorrência não estão associadas somente às adversidades climáticas, mas também condicionadas pela forma de utilização e manejo dos recursos hídricos nas bacias hidrográficas. Portanto, os conflitos pelo uso da água na zona rural em Santa Catarina, não são muito diferentes dos que ocorrem em outros países.

¹ Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina/EPAGRI/CIRAM

² Depto. Eng. Sanitária e Ambiental, UFSC

De acordo com Campos, Braga e Alves(2006), os problemas podem ser agravados pelos indicativos de mudanças no ciclo hidrológico, que apesar de não apontarem claramente para escassez, demonstram grande variabilidade de distribuição da precipitação. A concentração de chuvas intensas de curta duração e os longos períodos de estiagem resulta em prejuízos para a atividade rural e conflitos setoriais pelo uso da água (HERRMANN, 2007).

Para elaborar políticas públicas que visem minimizar estes conflitos em zonas rurais, é importante que se conheça, além do ciclo hidrológico as relações entre o balanço hídrico e os usos consuntivos. Em uma perspectiva espacial a unidade territorial de análise que favorece esse conhecimento é a divisão hidrográfica, que permite investigações em diferentes escalas (MENDIONDO; TUCCI, 1997) e a integração de ações de naturezas múltiplas (LOCH; NEUMANN; BERNARDY, 2000).

A organização institucional das águas no território nacional é definida por bacia hidrográfica através da Lei 9433/97 (BRASIL, 1997), e se dá por meio da instância de decisão local que são os comitês de bacia. O que ocorre neste ambiente é consequência das formas de ocupação do território e da utilização das águas que para ali convergem.

O balanço hídrico em uma área pode ser efetuado em diversos níveis, escolhendo o volume de controle conveniente. Caso este volume de controle seja uma bacia hidrográfica, o volume armazenado neste sistema hídrico é expresso por vazões de entrada e saída de água (RIGHETTO, 1998).

A carência de dados que exprimam de forma completa o balanço hídrico em grandes áreas, como o estado de Santa Catarina, exige a utilização de ferramentas estatísticas que exploram as informações nelas existentes. Por sua vez, esses parâmetros hidrológico-estatísticos em uma região homogênea podem ser relacionados com suas características hidrometeorológicas e fisiográficas, permitindo assim expressar o balanço hídrico através de equações de regionalização em regiões homogêneas e obter a disponibilidade hídrica a partir dessas equações (TUCCI, 2002). A regionalização da $Q_{7,10}$ ou superior apresenta a condição mais crítica na utilização da água, por isto, é definida neste estudo como o montante de água ofertada (disponibilidade hídrica) para atender à dessedentação animal e irrigação na zona rural.

Neste sentido, poucos países sabem quanto de água está sendo utilizada de seus mananciais e para que fins (UNESCO, 2008). Em Santa Catarina isto pode ser atribuído à ausência de dados

sistemáticos para determinação da vazão mínima e também do rearranjo espacial das demandas por bacias.

Sendo assim, o objetivo do estudo foi avaliar a distribuição espacial da disponibilidade hídrica e da demanda de água na zona rural do estado de Santa Catarina, utilizando as divisões hidrográficas do estado (EPAGRI, 2010) e a vazão mínima dada pela vazão mínima regionalizada ($Q_{7,10}$) (GOVERNO DO ESTADO DE SANTA CATARINA, 2006a).

MATERIAL E MÉTODOS

A área de análise abrange o território do Estado de Santa Catarina, onde foi feito um estudo com base nos dados do Levantamento Agropecuário Catarinense - LAC (EPAGRI, 2003) e na Regionalização de Vazões das Bacias Hidrográficas (GOVERNO DO ESTADO DE SANTA CATARINA, 2006a). O LAC possui, coordenadas pontuais dos estabelecimentos agropecuários do Estado, dados quantitativos e qualitativos sobre o número de habitantes, efetivo animal, área irrigada e métodos de irrigação. A Regionalização das Bacias apresenta as regiões homogêneas e suas respectivas equações para cálculo da $Q_{7,10}$.

Cálculo de demanda hídrica

Este procedimento utilizou as informações por estabelecimento agropecuário para obter os valores absolutos de demanda hídrica humana (D_H), animal (D_A) e para irrigação (D_I) em litros por mês (L./mês). Foi considerado que o mês tem 30 dias em média, para permitir o somatório entre as D_H , D_A e D_I .

Demanda hídrica humana

O consumo médio per capita do país em 2009 para as regiões urbanas foi de 148,5 L.hab⁻¹.dia⁻¹, sendo que as médias regionais resultaram em 139,5 L.hab⁻¹.dia⁻¹ na região Norte, 114,4 L.hab⁻¹.dia⁻¹ na região Nordeste, 170,4 L.hab⁻¹.dia⁻¹ na região Sudeste, 138,1 L.hab⁻¹.dia⁻¹ na região Sul e 143,7 L.hab⁻¹.dia⁻¹ na região Centro-Oeste (SISTEMA NACIONAL DE INFORMAÇÕES SOBRES SANEAMENTO, 2010).

Portanto, há uma certa variabilidade entre os valores médios de consumo de água nas regiões urbanas do Brasil e segundo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2000), nas regiões rurais o consumo é metade daquele da área urbana. Entretanto, considerando que o padrão de vida dos agricultores no estado de Santa Catarina é elevado, comparado com os demais estados brasileiros, o presente trabalho adotou o valor de consumo para a área rural como aquele da área urbana na região sul, que corresponde a 138,1 L . dia⁻¹.

O cálculo da demanda humana obedece à seguinte expressão:

$$D_H = N_H \times V_H \times 30 \quad (1)$$

onde D_H é a demanda hídrica humana (L/mês); N_H é o número de habitantes no estabelecimento; V_H é o volume de referência de consumo diário de água por habitante rural (L/dia).

Demanda hídrica animal

A demanda animal foi obtida como:

$$D_A = \sum_{i=1}^n N_i \times V_i \times 30 \quad (2)$$

onde D_A é a demanda hídrica animal (L/mês); N_i é o efetivo de animais (neste estudo temos bovinos, suínos, aves e javalis; e V_i são os volumes de referência de consumo diário de água (L/dia). O consumo diário de água para diversos animais foram estimado por GOVERNO DO ESTADO DE SANTA CATARINA, (2006b). O presente trabalho assume que o consumo diário de água para javalis seja o mesmo consumo de suínos (Tabela 1).

Tabela 1 - Consumo de referência diário de água por animal

Animal	Consumo médio diário por cabeça (L/dia)
Bovinos	50
Suínos	20
Aves	0,36

Fonte: Governo do Estado de Santa Catarina, 2006b.

Demanda hídrica para irrigação

Considerou-se como referência de vazão específica o valor mais elevado para cada método de irrigação (Tabela 2). Na ausência de valores de consumo de referência para as técnicas de gotejamento e micro aspersão, foi aplicado o dado referente ao método de irrigação localizada.

A equação da demanda para irrigação foi obtida relacionando os seguintes parâmetros:

$$D_I = V_E \times A_{ha} \times T \times 30 \quad (3)$$

Onde D_I é a demanda hídrica para irrigação (L/mês); V_E é a vazão específica (L.s⁻¹.ha⁻¹); A_{ha} é a área irrigada do estabelecimento (ha); T é o tempo efetivo de irrigação (s/dia).

Ao contrário das demandas para consumo humano e animal, que podem ser consideradas constantes, o consumo na irrigação (Tabela 2), se diferencia de forma sazonal (ROSSO, 2007). Por isso, utilizou-se no cálculo as variáveis da área irrigada da propriedade e o método de irrigação empregado. O tempo efetivo de irrigação foi considerado constante (1 dia). Em média, os valores de demanda devem ser interpretados quantitativamente como representativos dos períodos extremos de uso da água para irrigação pelos métodos adotados.

Tabela 2 - Eficiência e valor de consumo de referência por método de irrigação

Método de Irrigação	Eficiência (%)	Faixa de consumo de referência (L.s ⁻¹ .ha ⁻¹)
Sulco	40 a 65	0,80 – 2,0
Inundação	40 a 65	0,25 – 1,5
Aspersão	70 a 85	0,60 – 1,0
Localizada	90 a 95	0,30 – 0,7
Outros	40 a 85	0,30 – 2,5

Fonte: Governo do Estado de Santa Catarina (2006a).

Regionalização de vazão (Q_{7,10})

A oferta hídrica nas divisões hidrográficas foi a Q_{7,10}, obtida pelo estudo de regionalização (GOVERNO DO ESTADO DE SANTA CATARINA, 2006a), para as seis regiões homogêneas (Figura 1). Os resultados estão apresentados em m³.s⁻¹.

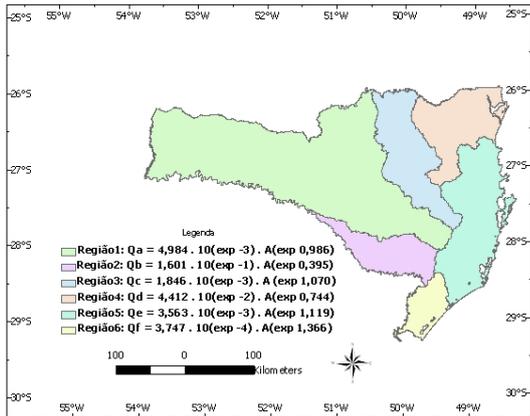


Figura 1 - Regiões homogêneas com a respectiva vazão mínima para 7 dias ($Q_{7,10}$) em Santa Catarina
Fonte: Governo do Estado de Santa Catarina, 2006a, modificado.

Análise espacial

Para as análises espaciais foi utilizado o programa *Statística*[®] e o Sistema de Informações Geográficas – SIG – *ArcGis*[®]. O primeiro auxiliou no cálculo das estatísticas descritivas de demanda e na definição das classes de mapeamento para os valores absolutos. No segundo, foram empregadas técnicas de interpolação para criar as superfícies contínuas de análise a partir dos pontos do LAC (EPAGRI, 2003). Para os mapas de demanda hídrica foram adotados os valores absolutos (L/mês) e de densidade (L.ha⁻¹.mês⁻¹) por estabelecimento. Os valores absolutos foram interpolados através de krigagem e a densidade utilizando-se o interpolador de densidade. Para definir as faixas de demanda hídrica absoluta aplicada no mapeamento, foram consideradas as médias por estabelecimento da demanda humana, animal e irrigação, assim como suas respectivas distribuições de frequência. A análise espacial da demanda para irrigação foi feita através da análise de densidade e as demandas totais por estabelecimento agropecuário. A demanda hídrica, por divisão hidrográfica, foi calculada por estatística em zonas, através do somatório das demandas dos estabelecimentos contidos em cada unidade hidrográfica. O valor final foi convertido de L/mês para m³.s⁻¹ para facilitar a correlação com o cálculo do balanço hídrico, obtido através da diferença entre os valores da $Q_{7,10}$ e da demanda hídrica rural. A classificação das áreas homogêneas e as faixas de mapeamento de densidade foram geradas através do algoritmo de cálculo intervalos

naturais (*Natural Breaks*) do *ArcGis*[®], conforme é descrito a seguir.

Análise de agrupamento e classificação em intervalos naturais das áreas homogêneas.

O método intervalos naturais foi inicialmente aplicado na classificação de áreas homogêneas por Jenks (1967) em mapas coropléticos (que seguem uma ordem visual de cores), sendo atualmente considerado uma metodologia que produz resultados precisos e realísticos no agrupamento e na classificação das classes (REGGI; SCICCHITANO, 2012; SMITH, 1986). Em SIG, o método intervalos naturais é processado por algoritmo que reduz a variância dentro das classes e maximiza a variância entre as mesmas. A utilização do algoritmo pode ser ilustrada em cinco etapas: a) seleciona o atributo, z, a ser classificado e especifica o número de classes necessárias, k; b) um conjunto de k-1 valores aleatórios ou uniformes são gerados no intervalo [min {z}, max {z}]. Estes são usados como limites das classes iniciais; c) calcula-se a média total dos valores aleatórios e a média no interior de cada classe inicial (\hat{z} , z_j). Com a diferença entre os valores do intervalo e as médias obtém-se os desvios quadráticos dos membros das classes (matriz de classes) e para todos os dados do intervalo (matriz global); d) executa-se então a soma dos desvios quadráticos médio para ambas, matriz global (SMG) e de classes (SMC). Em seguida subtrai-se os dois valores obtidos nesta soma (SMG-SMC). Registra-se um primeiro ajuste da variância (MAVi) calculando o quociente entre o valor desta subtração com a soma dos desvios quadráticos global (MAVi = (SMG-SMC)/SMG); e) os valores individuais em cada classe são atribuídos as classes adjacentes para ajustar aos limites da classe e para verificar que o MAVi pode ser reduzido. Este processo iterativo termina quando MAVi melhora, ou seja, declina para valores abaixo de um nível limiar. Esse limiar é alcançado quando a variação dentro da classe é tão pequena quanto for possível e entre as classes a variância alcance um valor máximo. Enquanto a otimização dos dados não é assegurada, todo o processo é repetido, a partir da etapa b e os valores MAVis comparados. A equação apresentada a seguir foi obtida a partir de Reggi e Scicchitano (2012) e Smith (1986) e, na qual descreve a atividade requerida ao usar o algoritmo intervalo natural para calcular o melhor ajuste da variância (MAV).

$$MAV = 1 - \frac{\sum_{j=1}^k \sum_{i=1}^{N_j} (z_{ij} - \hat{z}_j)}{\sum_{i=1}^N (z_i - \hat{z})^2} \quad (4)$$

Onde:

- z_i é o conjunto de valores que foram ordenados entre 1 até N;
- \hat{z} é a média do conjunto de valores;
- z_{ij} é o conjunto de valores ordenados dentro de cada classe;
- \hat{z}_j é a média de cada classe entre i e N_j ;
- N é o número total de valores;
- N_j é o número de valores dentro das classes;
- K é o número máximo de classes;
- $1 \leq i, j, k < N$.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A demanda hídrica em valores absolutos para consumo humano é a de menor representatividade, correspondendo a 0,56% do total necessário para Santa Catarina. A produção de animais é responsável por 1,74% da demanda e apesar de também apresentar valores baixos, ela é 121% superior à demanda humana. O somatório da demanda hídrica dos estabelecimentos agropecuários do Estado foi $5.300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, dos quais 97,7% destinam-se às atividades agrícolas com irrigação. Esta prática é a grande consumidora de água e está 27,7% acima dos padrões mundiais que, de acordo com a Food and Agriculture Organization (2006) é de 70%.

Demanda hídrica para consumo humano

A demanda destinada ao abastecimento humano foi a que apresentou os menores valores, variando de 119 a 130 L/mês, indicando condições dentro da normalidade, comparando-se à estimativa de 138,1 L/mês destinadas à região sul (SISTEMA NACIONAL DE INFORMAÇÕES SOBRES SANEAMENTO, 2010).

O reduzido valor na zona rural resulta da baixa densidade habitacional. A demanda para abastecimento humano em comparação com as demais atividades demonstra que, na zona rural, o maior montante de uso da água nas bacias é destinado às atividades produtivas. A demanda hídrica média para consumo humano por estabelecimento agropecuário é de 13.359,27 L/mês, que representa uma necessidade média

diária de 445,31 L. Cerca de 57,36% dos estabelecimentos demandam entre 10 e 20 mil L/mês, enquanto 32,3% podem contar com valores abaixo desta faixa e apenas cerca de 10% dependem de consumo superior a 20 mil L/mês (Tabela 3). Com base nesta distribuição cerca de 36% dos estabelecimentos ocupam uma faixa padrão de consumo entre 15 e 20 mil L/mês. A demanda hídrica humana (Tabela 3), mostrou-se pouco significativa em termos de distribuição espacial, vista que o padrão fundiário do Estado é de pequenas propriedades (com até 15 hectares) distribuídas pelo território de maneira uniforme. Isso indica que não há uma variação espacial significativa dessa demanda, o que permite concluir que não é necessário fazer o seu mapeamento.

Tabela 3 - Distribuição de frequência dos estabelecimentos agropecuários por faixa de demanda hídrica humana

Faixa de demanda (L/mês)	N*	Porcentagem (%)
< 5.000	26.213	14,10
5.001 – 10.000	33.874	18,23
10.001 – 15.000	39.640	21,33
15.001 – 20.000	67.013	36,06
20.001 – 25.000	11.013	5,92
25.001 – 30.000	4.480	2,41
> 30.000	3.620	1,95
Total	185.853	100%

*N é o número de estabelecimentos

Demanda hídrica para consumo animal

Tabela 4 - Distribuição de frequência dos estabelecimentos agropecuários por faixa de demanda hídrica animal

Faixa de demanda (L/mês)	N*	Porcentagem (%)
< 20.000	72.612	49,46
20.001 – 25.000	12.498	8,51
25.001 – 55.000	35.809	24,40
55.001 – 100.000	11.379	7,75
100.001 – 250.000	8.797	5,99
250.001 – 500.000	3.654	2,49
> 500.000	2.068	1,41

*N é o número de estabelecimentos

A demanda para consumo animal deve ser analisada em duas etapas: primeiro considerando a

necessidade de consumo absoluto e depois através da avaliação da densidade desta necessidade. Este procedimento é fundamental porque existe diferença na distribuição espacial da demanda hídrica para consumo animal quando se considera uma área de abrangência. A demanda média por estabelecimento é de 55.291,56 L/mês e cerca de 90% deles necessitam de até 100 mil L/mês (Tabela 4). A demanda animal é 121% superior à humana, indicando que os valores de demanda necessária para atender a pecuária na zona rural catarinense representam mais do que o dobro da quantidade de água destinada às pessoas. Esta demanda não se distribui espacialmente de forma homogênea como a humana, pois devido às características do sistema de produção ser de pequenas propriedades, ela é concentrada em regiões específicas do Estado em destaque nas cores alaranjado, amarelo e vermelho demonstradas na figura 2a. Avaliando a necessidade para consumo animal absoluta, demandas superiores a 1 milhão L/mês (Figura 2a), distribuem-se no Meio-oeste (nas bacias dos rios Chapecó, Jacutinga, do Peixe e Irani), no Planalto Norte (bacias do Iguçu e Canoinhas), no Planalto Serrano (bacias do Canoas e Pelotas). Nas áreas mais altas das bacias do Canoas, Pelotas e Chapecó, se encontram os valores mais elevados de demanda absoluta de consumo animal. Nessas áreas, estão localizados os maiores rebanhos de bovinos, grandes consumidores de água entre os animais (Figura 2a e Tabela 1).

Diferente dos animais confinados, eles consomem a água diretamente dos cursos d'água. Já os suínos e aves são criados em confinamento e em regiões específicas do Estado. Isto fica evidente e notório na avaliação da densidade da demanda hídrica animal (Figura 2b). Nas regiões produtoras de suínos e aves confinados foram encontrados valores de densidade superiores a 950 L/mês. Eles correspondem às bacias dos rios Peperi-Guaçu no extremo oeste, médio Chapecó, médio Irani e quase toda a bacia do Jacutinga no oeste, no alto vale do Rio do Peixe no meio-oeste e no alto rio Tubarão em Braço do Norte. Na análise sobre a demanda animal verificou-se também que regiões com altos valores (Figura 2a), em sua maioria pela presença de gado bovino, apresentam baixa densidade desta demanda (Figura 2b), pois há uma menor densidade de animal por área, quando comparado com suínos e aves que se apresentam de forma concentrada. Isto pode ser observado nas bacias dos rios Canoas e Pelotas, na região do Planalto Serrano.

Analisando a demanda hídrica animal em nível local de unidades hidrográficas, percebe-se

que os valores mais altos são encontrados nas porções superiores e medianas das bacias. Um exemplo pode ser observado na sub-bacia do rio Ariranha (Figura 3), que representa o padrão de ocupação espacial no oeste do Estado. Esta concentração sugere uma discussão sobre a adequação da distribuição espacial dos estabelecimentos agropecuários para produção animal. O alto consumo destas atividades ocorre justamente nas regiões próximas às nascentes, onde os volumes dos rios são reduzidos, mas com melhor qualidade de água. Por sua vez, os lançamentos de efluentes na porção mais alta das bacias degradam a qualidade da água que abastece as localidades à jusante. Os impactos nos mananciais de água vêm sendo analisados desde a década de 80 (HOLZ, 2004; SEDUMA, 1989; VIEIRA, 2006).

Apesar de estes trabalhos estarem focados no impacto da suinocultura sobre a qualidade da água, verificaram que os níveis de poluição dos mananciais são mais elevados nos períodos de estiagem, indicando a presença de fontes pontuais de poluição na sub-bacia da Ariranha (Figura 3). As estimativas climáticas para a região oeste de Santa Catarina apresentadas por Campos, Braga e Alves (2006), exigem uma reflexão mais intensa sobre a gestão dos recursos hídricos no Estado, pois indicam uma tendência de ocorrência cada vez mais frequente de escassez de água e períodos prolongados de estiagem.

Logo, não é só o comprometimento dos recursos hídricos pela baixa qualidade das águas dos mananciais superficiais que podem causar conflitos, mas também as alterações no ciclo hidrológico e o manejo da água para produção animal. O excesso de consumo deste sistema produtivo deve ser tratado com preocupação, gerando a necessidade de implementar projetos que estimulem o consumo de forma racional e que resultem em maior disponibilidade hídrica, seja por processos de armazenamento e reúso ou por políticas que estabeleçam a governança da água na zona rural.

Demanda hídrica para irrigação

Os estabelecimentos agropecuários catarinenses utilizam vários sistemas de irrigação (Tabela 2), sendo que os dois tipos mais relevantes por área ocupada são inundação (111.305 ha) e aspersão (17.081 ha), que representam respectivamente 83,8% e 12,9% do total dos sistemas utilizados (EPAGRI, 2003). O Governo do Estado de Santa Catarina (2006b) apontou que, em média, 60 % das demandas relacionadas ao uso da água nas

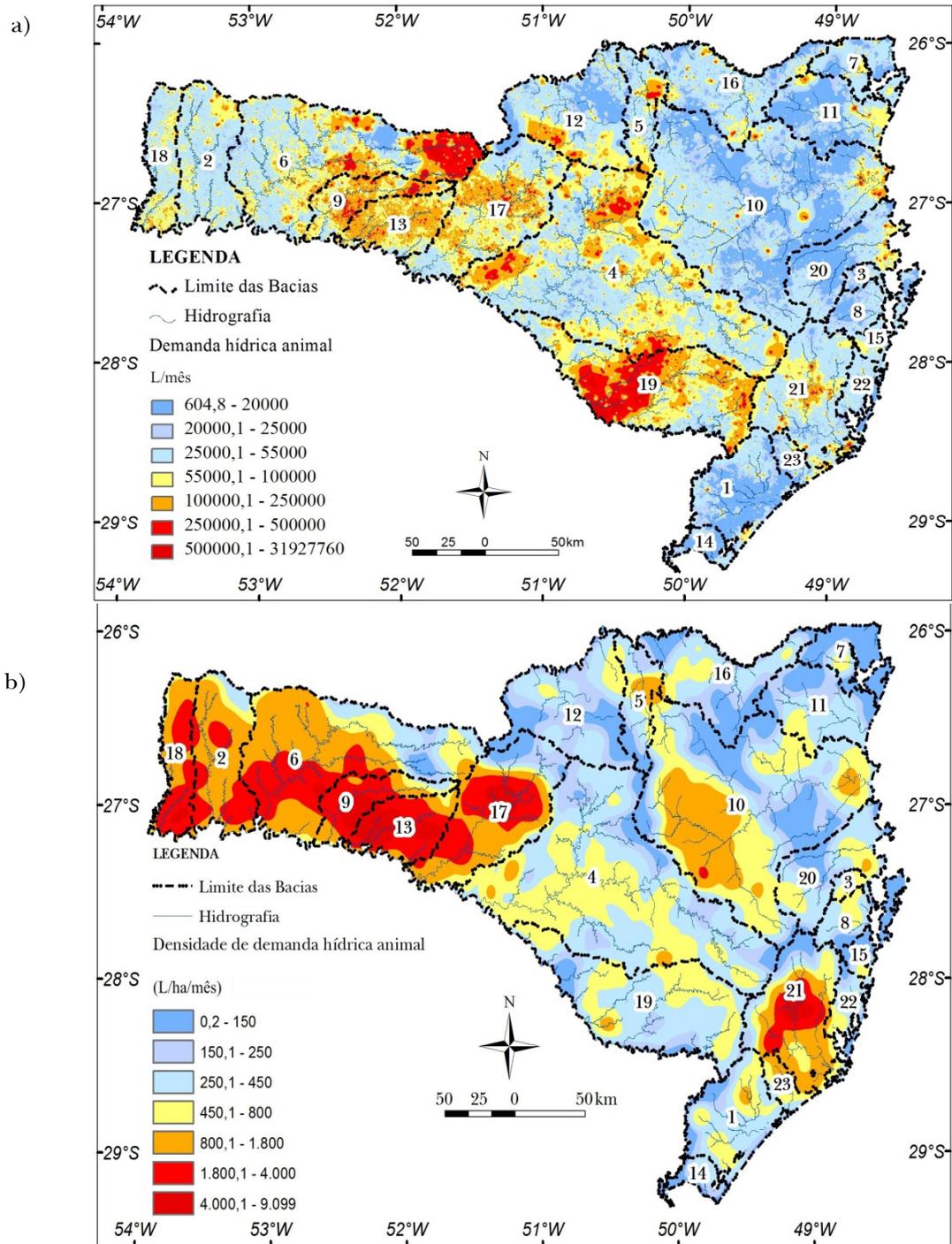


Figura 2 – a) Distribuição espacial: a) em valores absolutos da demanda hídrica animal e b) em densidade de demanda hídrica animal no meio rural catarinense. Apresenta-se para ambas as figuras a localização dos 23 rios principais e suas respectivas bacias hidrográficas, como segue: (1) rio Araranguá; (2) rio das Antas, (3) rio Biguaçu, (4) rio Canoas, (5) rio Canoinhas, (6) rio Chapecó, (7) rio Cubatão, (8) rio Cubatão do Sul, (9) rio Irani, (10) rio Itajaí-Açu, (11) rio Itapocu, (12) rio Iguaçu, (13) rio Jacutinga, (14) rio Mampituba, (15) rio da Madre, (16) rio Negro, (17) rio do Peixe, (18) rio Peperi-Guaçu, (19) rio Pelotas, (20) rio Tijucas, (21) rio Tubarão, (22) rio das Madre, (rio Urussanga)

bacias catarinenses, localizadas na vertente atlântica, são destinadas à irrigação do arroz, sendo que a região hidrográfica extremo sul (bacias do rio Araranguá, Tubarão e Mampituba) alcança a maior demanda (90 %). Pela significância da rizicultura para o Estado, as discussões da irrigação ficaram focadas neste tipo de cultura.

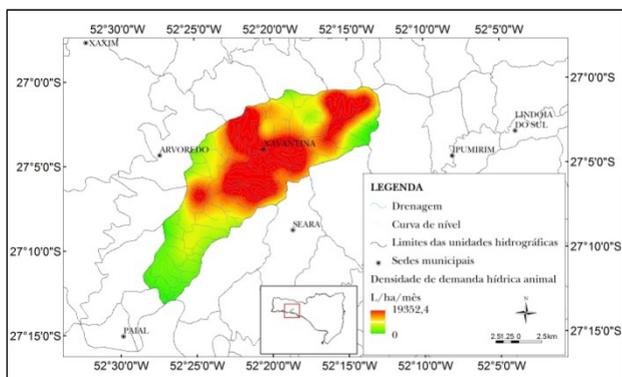


Figura 3 - Distribuição espacial da densidade de demanda hídrica animal no meio rural catarinense

Tabela 5 - Distribuição de frequência dos estabelecimentos agropecuários por faixa de demanda hídrica para irrigação

Faixa de demanda (Milhões de L/mês)	N*	Porcentagem (%)	Frequência Acumulada
0 – 200	11746	97,24	97,24
200,1 - 400	266	2,20	99,44
400,1 - 600	36	0,29	99,73
600,1 - 800	15	0,12	99,85
800,1 – 1.000	4	0,04	99,89
>1. 000	12	0,11	100,00

*N é o número de estabelecimentos

Durante o período de irrigação são necessários 40 milhões L.ha⁻¹.mês⁻¹. Os estabelecimentos que praticam irrigação possuem, em média, 15,5 ha de área cultivada, sendo assim, foi possível estimar a necessidade hídrica média em 3,7 milhões L.ha⁻¹.mês⁻¹. Motta, Alves e Becker (1990) determinaram vazões entre 2,9 e 3,68 milhões L.ha⁻¹.mês⁻¹ para suprirem as necessidades hídricas do arroz irrigado no Rio Grande do Sul. Já Eberhardt (1994) determinou vazão de 2,25 milhões L.ha⁻¹.mês⁻¹ no sistema pré-germinado. Existe uma

variação de região para região em função das características climáticas, pedológicas e também por sistema de plantio empregado (ROSSO, 2007). Em Santa Catarina, 90,6% dos estabelecimentos que praticam irrigação, demandam até 100 milhões L.mês⁻¹ (Tabela 5), enquanto apenas 0,1% apresenta necessidades superiores a 1 bilhão L.mês⁻¹. Entretanto, estes dados isolados não caracterizam claramente a necessidade hídrica para irrigação.

Para melhor compreender a demanda da irrigação é necessário avaliar a distribuição espacial e a influência da rizicultura. A figura 4 mostra que valores de densidade de demanda hídrica para a irrigação superior a 1,5 milhões L.ha⁻¹.mês⁻¹ estão associados às áreas de produção de arroz, e que densidades superiores a 2,6 milhões L.ha⁻¹.mês⁻¹ predominam na bacia do rio Araranguá, região onde tradicionalmente o arroz irrigado é cultivado. Os conflitos gerados por usuários da irrigação vêm sendo reportados em várias pesquisas (ALEXANDRE, 2000; COMASSETTO, 2008; ROSSO, 2007). Esses autores concordam que o agravamento da carência de água ocorre nos períodos de estiagem, que coincidem, com a época de plantio do arroz. No caso do arroz irrigado, a primeira metade inicial do seu ciclo ocorre no mesmo período em que historicamente há menor precipitação, isto é, entre agosto e outubro (EPAGRI, 2009).

Balanço hídrico especializado rural

O balanço hídrico rural foi obtido no presente trabalho como a diferença entre a vazão mínima (Q_{7,10}) e a demanda hídrica na zona rural. Essa demanda foi calculada através do somatório das demandas humana, animal e para irrigação. O cálculo do balanço hídrico foi feito para as unidades hidrográficas do Estado e indica que há déficits de até 176,9 m³.s⁻¹ (Figura 5). Os valores mais altos de déficit hídrico encontram-se na bacia do rio Araranguá. As maiores demandas de água, por ordem de consumo na bacia do rio Araranguá, são destinadas à irrigação (44,54 m³.s⁻¹), e abastecimento humano com 1,57 m³.s⁻¹ (GOVERNO DO ESTADO DE SANTA CATARINA, 2006b) Assim, a irrigação causa os déficits mais significativos das unidades hidrográficas litorâneas, o que também foi identificado na bacia do rio Itajaí, nas regiões altas e médias. Já no Oeste e Meio-Oeste são poucas as unidades hidrográficas que apresentam déficit. Segundo Tucci, Hespagnol e Netto (2003), existe um conflito natural entre o uso da água para agricultura e o abastecimento humano em algumas

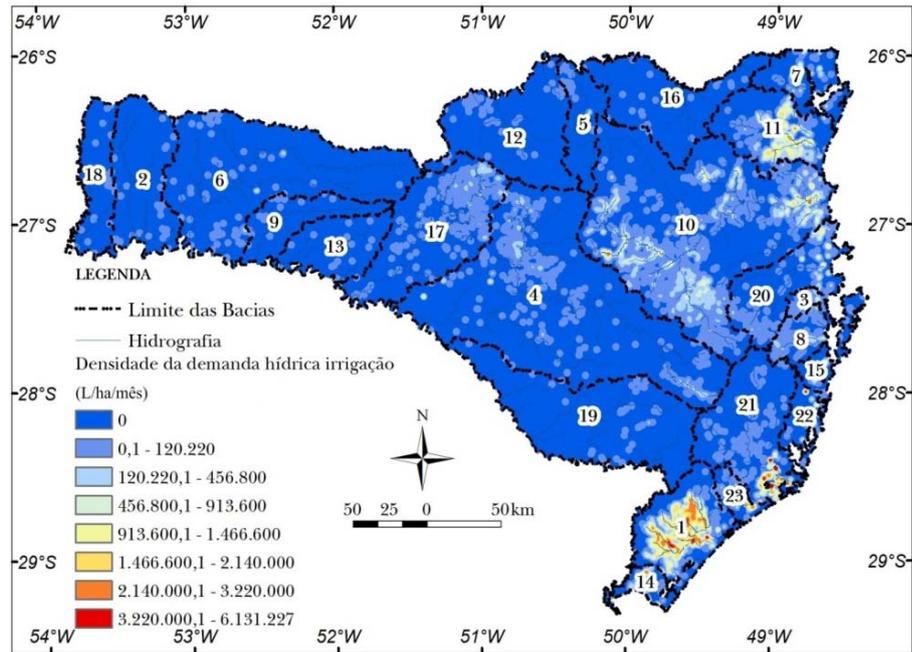


Figura 4 - Distribuição espacial da densidade de demanda hídrica para irrigação no meio rural nas 23 bacias hidrográficas conforme nominadas a seguir: (1) rio Araranguá; (2) rio das Antas, (3) rio Biguaçu, (4) rio Canoas, (5) rio Canoinhas, (6) rio Chapecó, (7) rio Cubatão, (8) rio Cubatão do Sul, (9) rio Irani, (10) rio Itajaí-Açu, (11) rio Itapocu, (12) rio Iguaçu, (13) rio Jacutinga, (14) rio Mampituba, (15) rio da Madre, (16) rio Negro, (17) rio do Peixe, (18) rio Peperi-Guaçu, (19) rio Pelotas, (20) rio Tijucas, (21) rio Tubarão, (22) rio das Madre, (rio Urussanga)

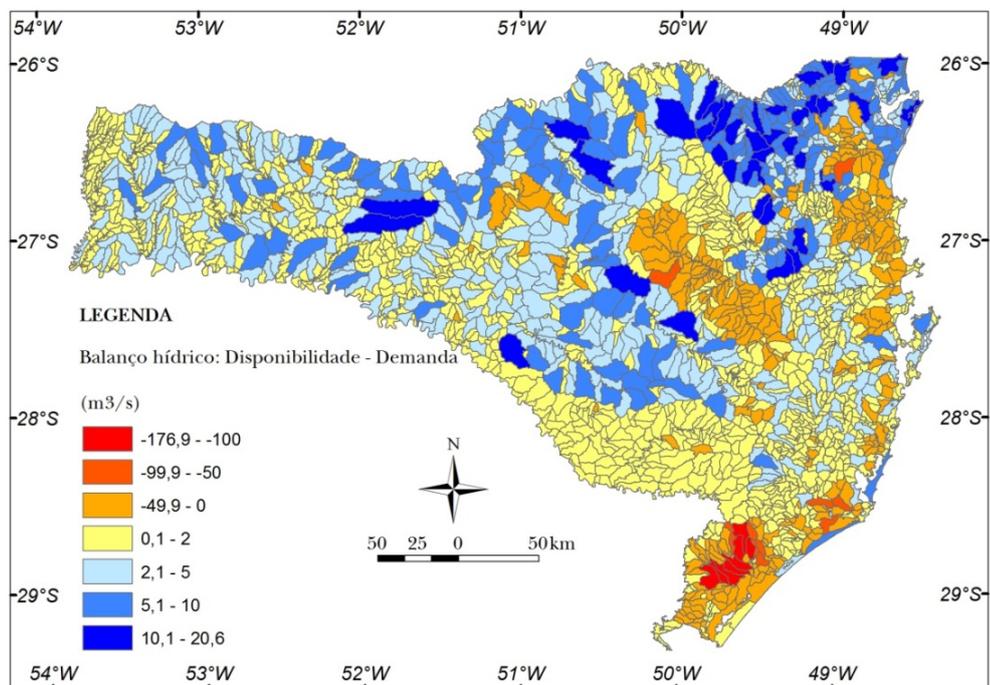


Figura 5 – Balanço hídrico rural nas unidades hidrográficas de Santa Catarina

regiões brasileiras, principalmente quando a demanda é muito alta. Francisco (2002) evidenciou conflitos da água na bacia do Araranguá inerentes às atividades de mineração, industrialização, agricultura e urbanização, e também salientou que têm origens em fenômenos naturais, como o relevo, condições estuarinas, torrencialidade dos rios, que ora têm água em excesso, provocando cheias, ora têm pouca água, acirrando as disputas pelo seu uso. A análise espacial das bacias com as áreas utilizando irrigação, relacionando-as com o balanço hídrico permitiu identificar focos de escassez hídrica (Figura 5) nas regiões sul e sudeste de Santa Catarina, sugerindo a necessidade de uma reflexão sobre as práticas e manejos atualmente utilizados, sobre a expansão desta cultura e as ações para melhorar os processos de gestão da água atualmente utilizados, para minimizar futuros conflitos setoriais.

CONCLUSÕES

A região litorânea no sul de Santa Catarina apresenta os valores mais críticos, em média, de balanço hídrico. Isso ocorre principalmente pela prática da irrigação, que demanda quantidades de água que já superam a capacidade da $Q_{7,10}$ das bacias nesta região, estando acima dos padrões mundiais de demanda. Por outro lado, no oeste do Estado a produção animal supera o dobro da demanda de água necessária ao consumo humano. Há uma tendência das granjas se organizarem de forma concentrada e localizarem-se nas porções medianas e altas das divisões hidrográficas, o que contribui negativamente no balanço hídrico e na qualidade da água, comprometendo o abastecimento dos estabelecimentos e cidades a jusante.

Os dados e análises aqui apresentados ilustram a necessidade de investir na gestão da água em Santa Catarina. Esse investimento deve abranger não somente monitoramento e análise de dados hidrometeorológicos, mas também a elaboração e adoção de políticas estaduais e ações que se revertam em mudança de comportamento da sociedade em relação ao uso da água.

REFERÊNCIAS

ALEXANDRE, N. Z. *Análise integrada da qualidade das águas da bacia do Rio Araranguá (SC)*. 2000. 288 f.

Dissertação (Mestrado em Geografia) - Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2000.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. *Lei 9.433.1997*. Brasília: MMA, 1997. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Leis/L9433.htm>. Acesso em: 23 jul. 2010.

CAMPOS, C. C. G.; BRAGA, H. J.; ALVES, R. Mudanças climáticas atuais e Seus impactos no Estado de Santa Catarina. *Revista Agropecuária Catarinense*, v. 19 n. 3, p. 31-35 2006.

COMASSETTO, V. *Água, meio ambiente e desenvolvimento na Bacia do Araranguá (SC)*. 2008. 339 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2008.

EBERHARDT, D. S. Consumo de água em lavoura de arroz irrigado sob diversos métodos de preparo do solo. *Revista Agropecuária Catarinense*, v. 7, n. 1, p. 51-53, 1994.

EPAGRI. *Climatologia de chuvas de 1960 a 2004*. [S.l.]: EPAGRI, 2009. Disponível em: <http://ciram.epagri.sc.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=141:climatologia-de-chuvas&catid=2:sem-categoria&Itemid=363>. Acesso em: 13 maio 2009.

EPAGRI. *Levantamento Agropecuário Catarinense – LAC*. [S.l.]: EPAGRI, 2003. Disponível em: <<http://cepa.epagri.sc.gov.br/>>. Acesso em 14 mai. 2009.

EPAGRI. *Mapa das unidades hidrográficas do estado de Santa Catarina*. [S.l.]: EPAGRI, 2010. Disponível em: <http://ciram.epagri.sc.gov.br/mapoteca/pré_download_hidrogafias.js. http://ciram.epagri.sc.gov.br/mapoteca/pré_download_hidrograficas.jsp>. Acesso em: 20 maio 2010.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION. FAO. *Water monitoring: mapping existing global systems and initiatives*. Stockholm: FAO, 2006.

FRANCISCO, M. J. *Rio Araranguá – o Nilo catarinense*. [S.l.: s.n.], 2002. Relatório apresentado ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE - Curso de Sensoriamento Remoto aplicado ao Meio Ambiente. Balneário Arroio do Silva (SC).

- GONÇALVES, E. F.; MOLLERI G. S. F. Estiagem. In: HERRMANN, M. L. *Atlas de desastres naturais do estado de santa Catarina*. Florianópolis: IOESC, 2007. p. 101-104.
- GOVERNO DO ESTADO DE SANTA CATARINA. Secretaria de Estado de Desenvolvimento Sustentável – SDS. *Regionalização de Vazões das Bacias Hidrográficas Estaduais do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis: SDS, 2006a. v. 1.
- GOVERNO DO ESTADO DE SANTA CATARINA. Secretaria de Estado de Desenvolvimento Sustentável – SDS. *Panorama dos Recursos Hídricos de Santa Catarina*. Florianópolis: SDS, 2006b. Disponível em: <[http://www.aguas.sc.gov.br/sirhsc/baixararquivo.jsNomeArquivo=Panorama dos Recursos Hídricos de Santa Catarina.pdf](http://www.aguas.sc.gov.br/sirhsc/baixararquivo.jsNomeArquivo=Panorama%20dosRecursosHidricosdeSantaCatarina.pdf)>. Acesso em: 15 jul. 2010.
- HERRMANN, M. L. P. As principais consequências negativas provocadas pelas adversidades atmosféricas no estado de Santa Catarina. In: HERRMANN, M. L. P. *Atlas de desastres naturais do estado de Santa Catarina*. Florianópolis: IOESC, 2007, p. 11-16.
- HOLZ, C. Dejetos suínos: mutirão contra a poluição e a saída. *Revista Agropecuária Catarinense*, v. 17, n. 3, p. 40-43, 2004.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. IBGE. *Pesquisa Nacional de Saneamento Básico*. [S.l.]: IBGE, 2000. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/presidencia/noticias/27032002pnbsb.shtml>>. Acesso em: 15 jul. 2010.
- JENKS, G. F. The Data Model Concept in Statistical Mapping. *International Yearbook of Cartography*, n. 7, p. 186-190, 1967.
- LOCH, C.; NEUMANN, P. S.; BERNARDY, R. J. *Definição da unidade territorial na Regionalização da gestão ambiental em Santa Catarina*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CADASTRO TÉCNICO MULTIFINALITÁRIO, 4., Florianópolis, 2000. *Anais...* Florianópolis: UFSC, 2000.
- MENDIONDO, E M.; TUCCI, C. E. M. Escalas Hidrológicas. II: Diversidade de Processos na Bacia Vertente. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 2, n. 1, p. 81-100, 1997.
- MOTTA, F. S.; ALVES, E. G. P.; BECKER, C. T. Informação climática para planejamento da necessidade de água para irrigação do arroz no Rio Grande do Sul. *Lavoura Arrozeira*, v. 43, n. 392, p. 3-6, 1990.
- REGGI, L.; SCICCHITANO, S. Financing public e services in Europe: a regional perspective. *Information Systems: Crossroads for Organization. Management, Accounting and Engineering*, p. 19-26, 2012.
- RIGHETTO, A. M. *Hidrologia e recursos hídricos*. São Carlos: EESC/USP, 1998. 840 p.
- ROGERS, P.; LLAMAS, M. R.; MARTÍNEZ-CORTINA, L. (Ed.). *Water crisis: myth or reality?* London: Fundación Marcelino Botín, Taylor & Francis, 2006. 331 p.
- ROSSO, J. C. *Avaliação do Consumo de Água em Lavouras de Arroz Irrigado no Sistema Pré-Germinado nas Condições Climáticas do Sul Catarinense*. 2007. 74 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais Universidade do Extremo Sul Catarinense, Criciúma, SC, 2007.
- SEDUMA. *Programa estadual de saneamento rural de Santa Catarina: projeto integrado de controle de poluição da suinocultura "Projeto Água Limpa"*. Florianópolis: SEDUMA, 1989. 21 p.
- SISTEMA NACIONAL DE INFORMAÇÕES SOBRE SANEAMENTO. *Diagnóstico dos serviços de água e esgoto*. [S.l.]: Ministério das Cidades, 2010.
- SMITH, R. M. Comparing traditional methods for selecting class interval on choropleth maps. *Professional Geographer*, v. 38, n. 1, p. 62-67, 1986.
- SOMLYODY, L.; VARIS, O. Freshwater under pressure. *International Review for Environmental Strategies*, v. 6, n. 2, p. 181-204, 2006.
- TUCCI, C. E. M. *Regionalização de vazões*. Porto Alegre: Ed. Universidade UFRGS, 2002. 256 p.
- TUCCI, C. E. M.; HESPANHOL, I.; NETTO, O. M. C. *Cenários da gestão da água no Brasil: uma contribuição para a visão mundial da água*. *Bahia Análise & Dados*, v. 13, n. Especial, p. 357-370, 2003

TUNDISI, J. G. *Recursos hídricos no futuro: problemas e soluções*. *Estudos Avançados*, v. 22, n. 63, p. 7-16, 2008.

UNESCO. *Água para todos, água para a vida*. Paris: UNESCO, 2003. 36 p.

UNESCO. *World water assessment programme*. The united nations world water development report 3: Water in a changing world. Paris: UNESCO, 2008. 318 p.

VIEIRA, V. F. *Mapeamento do risco da poluição suinícola em águas superficiais como subsidio ao ordenamento territorial*. 2006 Dissertação (Mestrado em Cadastro Técnico Multifinalitário e Gestão Territorial) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2006.

Spatial Analysis Of Surface Water Demand And Availability In Rural Areas Of Santa Catarina State

ABSTRACT

Food supply is a world priority that drives global agribusiness and requires a constant increase in agricultural production, leading to water consumption growth and consequently a water deficit in rural areas. A study of the main rural activities in the state was performed to identify watersheds with a high potential for water use. Water demands and availability were mapped using spatial analysis techniques. The demand was calculated based on potential water consumption by properties in the rural environment. The potential water users were divided into three groups: rural population, livestock and irrigated agriculture. Water availability was defined as the minimum flow for seven days and a return period of 10 years ($Q_{7,10}$). Water balance is the difference between $Q_{7,10}$ and rural water demand. The results were based on: a) analysis of the spatial distribution of water demand at state and local scales; b) analysis of factors impacting this availability; and c) an estimate of water availability in rural watersheds. The spatial analyses were performed using the Arcgis® Geographic Information System and the results presented by continuous surface and hydrographic divisions at state level, and by continuous land surface within the hydrographic divisions at the local scale. It was found that the southern region of the state has the largest water availability deficits, coinciding with periods of intensive irrigated farming, indicating that the water demand for agriculture surpasses the capacity of the regional $Q_{7,10}$ of the watersheds.

Keywords: *Spatial analysis. Geographic Information System. Water demand.*

Implicações Geomorfológicas das Alterações do Escoamento Superficial pela Urbanização: Análise dos Processos Erosivos na Bacia Hidrográfica do Córrego Tucunzinho (São Pedro – SP)

Dener Toledo Mathias¹, Cenira Maria Lupinacci da Cunha¹, Rodrigo Braga Moruzzi²

denertm@yahoo.com.br, cenira@rc.unesp.br, rmoruzzi@rc.unesp.br

Recebido: 07/05/12 - revisado: 03/07/12 - aceito: 05/08/13

RESUMO

Este trabalho busca avaliar as implicações geomorfológicas do escoamento superficial, gerado no meio urbano, sobre a evolução de processos erosivos lineares localizados em áreas peri-urbanas. Foi escolhida como estudo de caso a bacia do córrego Tucunzinho (São Pedro/SP) por apresentar formas erosivas lineares cuja dinamização está associada, entre outras causas, à expansão urbana sobre áreas de fragilidade e implantação de dispositivos dissipadores inadequados. Adotou-se o método do Soil Conservation Service (SCS) para obtenção do Número de Deflúvio (CN) e para obtenção dos hidrogramas de escoamento superficial dos diferentes setores da bacia. A classificação da cobertura (uso e ocupação) fundamentou-se na análise de fotografias aéreas de dois períodos (1964 e 2006, atualizados em campo em 2011). Foi utilizado o modelo IPHS1 para a simulação do método, o que permitiu a análise do comportamento hidrológico sob as condições pré-ocupação urbana e condições atuais. A análise hidro-geomorfológica permitiu um melhor entendimento sobre a influência do escoamento do meio urbano na dinamização erosiva, evidenciando a ineficácia dos dispositivos dissipadores de energia existentes na área, a qual possui suscetibilidade natural à erosão devido às características lito-pedológicas.

Palavras-Chave: Processos erosivos. Drenagem urbana. Modelos hidrológicos.

INTRODUÇÃO

Os processos de erosão linear acelerada constituem-se um fenômeno que acarreta graves danos ao meio ambiente, bem como prejuízos para a sociedade. É bastante comum a ocorrência de formas erosivas nas periferias de áreas urbanas, as quais contribuem na dinamização dos processos mediante as interferências que produzem na paisagem. A expansão da malha urbana sobre áreas de fragilidade, ou que já possuem histórico de ocorrência de processos erosivos, destituída de dispositivos dissipadores adequados acarreta, dentre outros impactos, a dinamização erosiva.

Considera-se que os processos de erosão linear têm sua gênese associada à predisposição das terras ao desencadeamento erosivo que, associada à concentração do escoamento superficial produzida pela urbanização, resulta em potencialização da sua dinâmica. A ausência de equipamentos dissipadores

adequados ao disciplinamento das águas do escoamento superficial tende a produzir efeitos notáveis, sobretudo na periferia das áreas urbanas, ou seja, no contato destas com as áreas de suscetibilidade erosiva.

Este trabalho busca avaliar de que maneira o escoamento superficial, condicionado às estruturas urbanas, influi na evolução de formas erosivas lineares na bacia do córrego Tucunzinho (São Pedro/SP), simulando, através de um método hidrológico, diferentes cenários de uso e ocupação. A área de estudo caracteriza-se por apresentar formas erosivas ocorrendo na periferia da área urbana, além de possuir dissipadores de energia distribuídos de forma descontextualizada em relação à situação de instabilidade geomorfológica que se verifica na bacia hidrográfica. A associação de técnicas geomorfológicas com a aplicação de um método hidrológico no estudo dos processos de erosão linear, ocorrentes em contexto urbano, apresenta-se como uma alternativa metodológica cujos resultados podem ser de grande utilidade na tomada de decisão e na proposta de medidas corretivas.

¹ Faculdade de Ciências e Tecnologia/UNESP - Presidente Prudente

² Instituto de Geociências e Ciências Exatas/ UNESP - Rio Claro

Drenagem urbana e erosão linear: a bacia do córrego Tucunzinho (São Pedro/SP)

Dentre os impactos negativos gerados pela expansão urbana destaca-se a dinamização de processos erosivos lineares. Tais processos ocorrem em virtude de fragilidades dos solos ao desencadeamento erosivo, fato que associado à ausência de um disciplinamento das águas de escoamento advindas do meio urbano, vêm a ter seus efeitos agravados.

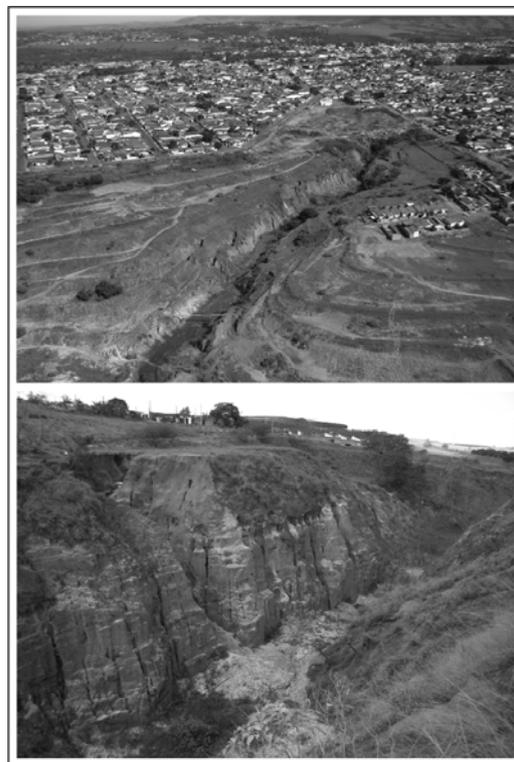
O processo erosivo é, preferencialmente, dinamizado pelo homem em ambientes naturalmente suscetíveis. Geralmente, esta dinamização é desencadeada pela substituição da vegetação natural por outro tipo de cobertura que, além de não protegê-lo eficientemente da ação erosiva da chuva, dificulta, com isso, o estabelecimento do processo pedogenético que recomporia a camada pédica. Dessa forma, o fator pedológico, juntamente com o geológico e geomorfológico, tem relevância significativa para o desenvolvimento dos processos erosivos.

A bacia hidrográfica do córrego Tucunzinho, no Município de São Pedro, no estado de São Paulo, caracteriza-se pela ocorrência de formas erosivas lineares em amplo desenvolvimento, as quais se encontram posicionadas nas áreas de contato com a malha urbana do município. De maneira geral, identifica-se a evolução de uma voçoroca, contendo ao longo do seu eixo longitudinal inúmeras ramificações na forma de sulcos e ravinas (Figuras 1a e 1b).

Na bacia hidrográfica ocorrem litologias sedimentares, com destaque para os arenitos da Formação Pirambóia e Formação Botucatu, bem como solos associados a tal embasamento, em que predominam os Argissolos e Neossolos Quartzarênicos. As mencionadas litologias possuem como característica marcante a alta suscetibilidade aos processos erosivos, dado sua friabilidade. Além disso, os solos apresentam baixa capacidade de retenção de nutrientes devido à lixiviação (CARPI JR, 1996; INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO, 1981; OLIVEIRA, 1999).

As formas do relevo também contribuem na dinâmica processual que ocorre na área, pois se caracterizam por vertentes amplas nas quais o escoamento tende a ganhar energia, atingindo os fundos de vale com elevado potencial erosivo. A presença de rupturas topográficas condicionadas pelo avanço dos taludes da voçoroca constitui-se fator potencializador à energia do escoamento (MATHIAS, 2011). Aliam-se a tais atributos condicionantes, outros tais como a proximidade das serras de São Pedro e Ita-

queri e lineamentos geológicos associados, bem como processos hidrológicos subterrâneos resultantes da presença das formas de relevo mencionadas (FACINCANI, 1995).



Figuras 1a e 1b – Fotografia aérea da voçoroca córrego Tucunzinho e talude erosivo da mesma voçoroca, respectivamente.

Fonte: Autores (2011).

O uso da terra confere mais atributos à suscetibilidade erosiva da bacia hidrográfica. Observa-se o avanço da malha urbana sobre antigas pastagens, cuja cobertura apresenta-se já um tanto degradada (MATHIAS, 2011; SANCHEZ, 1986/1987). A expansão urbana ocorrida nos últimos 40 anos foi responsável por intensas modificações na paisagem da bacia, fazendo com que de 0% de área urbanizada (de acordo com fotografia aérea do ano de 1964) se passasse à condição atual de 84% de taxa de urbanização, conforme dados atuais de uso da terra (MATHIAS, 2011). Um dos aspectos marcantes relacionados às intervenções antrópicas na área refere-se à presença de depósitos tecnogênicos e formas de relevo antropomórficas. Os depósitos antropogênicos estão relacionados à deposição de resíduos (entulho) em ampla área de cabeceira do córrego e as

formas encontram-se associadas as diversas obras de engenharia executadas na bacia visando minimizar os problemas erosivos (CARPI JR; MENDES, 1992; MATHIAS, 2011). A presença de tais depósitos e formas antropogênicas confere à fisionomia da paisagem da bacia um aspecto de intensa degradação ambiental, além de se constituírem em agravantes dos processos erosivos.

Diante do quadro físico exposto assume grande importância a presença de dispositivos dissipadores de energia apropriados às condições hidrológicas que ocorrem na bacia, face à estrutura urbana e seu contato com áreas de fragilidade.

Metodologia: Método Hidrológico Aplicado na Área de Estudo

Visando avaliar o escoamento superficial da bacia como mais um condicionante da dinâmica erosiva e simular diferentes cenários de uso e ocupação, foram realizados estudos a partir da aplicação de um método de precipitação-vazão. Optou-se pelo método apresentado pelo Soil Conservation Service (SCS), de acordo com as orientações de Porto (1995), segundo o qual é feita a separação de escoamento por meio do Número de Deflúvio (CN), considerando os atributos físicos da bacia e os diferentes tipos de uso e ocupação. A área da voçoroca foi determinante para avaliação dos escoamentos produzidos, tendo em vista que nela concentraram-se as análises dos efeitos dos escoamentos superficiais diretos para os cenários de ocupação investigados. A duração da chuva foi adotada em função das vazões obtidas nessa área para o tempo de concentração da bacia hidrográfica no cenário de pré-ocupação urbana. Tucci (1998) aponta que o método SCS tem sido amplamente utilizado em virtude de duas características: “i) reduzido número de parâmetros; ii) relação entre os parâmetros e características físicas da bacia” (p. 278). São encontradas na bibliografia diversas referências em torno do método em questão (MORUZZI et al., 2009; MORUZZI; LUPINACCI; OLIVEIRA, 2010; TUCCI, 1998) apresentando resultados satisfatórios para a obtenção de dados do escoamento superficial em bacias hidrográficas diversas.

A aquisição e o tratamento dos dados se realizaram pelo uso do modelo IPHS1, de acordo com as orientações de Tucci, Zamanillo e Pasinato (1989), cujo princípio se baseia na modelagem de dados de precipitação correlacionados aos demais atributos da bacia de acordo com o método SCS referido. Para tanto, torna-se necessário definir os valores dos parâmetros que servirão de entrada ao

método, o que compreende os dados pluviométricos, os atributos físicos da bacia e as características de uso e ocupação da terra.

Para a avaliação da tormenta de projeto em geral são utilizadas séries históricas de dados pluviométricos, das quais se extrai, mediante cálculos específicos, os valores das vazões de projeto para diferentes durações e períodos de recorrência, o que corresponde ao pico dos deflúvios associado a uma precipitação crítica e a um determinado risco assumido. A ausência de dados pluviométricos ou mesmo a inconsistência de dados pode ser suprida utilizando-se curvas IDF (Intensidade-Duração-Frequência) obtidas por meio de softwares que realizam a interpolação e ponderação entre dados pluviométricos de diversos postos. Neste trabalho foram utilizadas as curvas IDF do município de São Pedro (SP), obtidas do programa Pluvio 2.1, cuja interpolação é realizada através do “Método do Inverso da Quinta Potência da Distância”, considerando as informações de todas as localidades em que a equação de Intensidade-Duração-Frequência da precipitação é conhecida, em vários estados brasileiros (PRUSKI et al., 2006). A Equação 1 apresenta a curva I.D.F e seus parâmetros obtidos pelo referido interpolador. Para a realização das simulações dos cenários foi adotada chuva com duração de 60 minutos, correspondente ao tempo de concentração da bacia hidrográfica (Área de aproximadamente 0,9 km²) na condição pré-ocupação urbana no cenário de 1962. A tormenta de projeto, obtida a partir da I.D.F, foi distribuída no tempo com base no método dos Blocos Alternados.

$$I = \frac{3063,58.T_R^{0,176}}{(d + 23,73)^{0,971}} \quad (1)$$

Em que: I é a intensidade da chuva (mm/h); TR é a recorrência (anos); d é a duração da chuva (minutos).

A chuva excedente foi obtida por meio do algoritmo do Soil Conservation Service (2004) para 30 intervalos de tempo de 120 segundos cada. As Equações 2 e 3 apresentam o algoritmo para obtenção da vazão excedente de acordo com o método proposto pelo Soil Conservation Service (SCS).

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{(P + 0.8S)} \quad (2)$$

Em que: Q é a precipitação excedente (mm) P é a precipitação acumulada (mm);

S=potencial máximo de armazenamento do solo (mm), para perda inicial correspondente a 20% da capacidade de armazenamento máxima do solo.

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (3)$$

Em que: o Número de Deflúvio (CN) varia entre 0, para condutividade hidráulica infinita, e 100, para uma bacia totalmente impermeável.

Os dados de uso da terra foram obtidos por meio de fotointerpretação utilizando-se fotografias aéreas dos anos de 1962 (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO) e 2006 (BASE AEROFOTOGRAFIA E PROJETOS S/A), as quais foram inseridas na base topográfica da área, no programa AutoCAD 2004, sendo georreferenciadas a partir de pontos de controle levantados em campo. Procedeu-se, em seguida, à vetorização dos polígonos referentes às classes de uso da terra. A soma dos polígonos de cada classe foi convertida em valores de porcentagem a fim de servir como entrada no método IPHS1.

Outro fator que é considerado no método refere-se às características dos solos, mais precisamente às condições do teor de umidade antecedente e ao grupo hidrológico, definidos por meio de tabelas propostas no SCS e contidas em Porto (1995), Tucci (1998), entre outros. Para este trabalho optou-se pela simulação em condições médias de umidade. Quanto ao grupo hidrológico, identificou-se o grupo B como sendo o único ocorrente na bacia, a partir dos dados apresentados por Mathias (2011) acerca das características texturais dos solos da área, as quais segundo o autor possuem pouca variabilidade.

Alguns dados morfométricos são também inseridos ou calculados no modelo IPHS1. A declividade média do terreno em porcentagem é apresentada nos dados obtidos por Mathias (2011) através da elaboração de um MDT (Modelo Digital do Terreno) da área. A declividade do canal foi utilizada para o cálculo do tempo de concentração (Tc), obtido no próprio IPHS1, a partir de dados de comprimento da drenagem e cota altimétrica da nascente e foz do canal por meio da equação de Kirpich (1940), de acordo com (PAIVA; PAIVA, 2003).

Foram definidos os valores do parâmetro Curva Número – CN, indicativas da influência do complexo solo-vegetação, na determinação da precipitação efetiva, de acordo com tabelas apresentadas pela S.C.S/E.U.A., e referidas por vários autores

(MORUZZI et al., 2009; PORTO, 1995; TUCCI, 1998).

Neste trabalho, foram adotados os valores de CN de acordo com as tabelas referidas, acrescidos de algumas adaptações. A tabela 1 apresenta tais valores.

Tabela 1 – Parâmetros CN adotados na bacia do córrego Tucunzinho

Descrição do uso da terra	Características	CN
Uso residencial (lotes até 500 m ²)	65% da área é impermeável	85
Uso institucional (lote > que 500 m ²)	38% da área é impermeável	75
Espaços abertos	Matos ou gramas cobrem 75% ou mais da área	61
Ruas e estradas	Pavimentadas e com drenagem pluvial	98
Áreas degradadas	Pastagens pobres (solo exposto e erosões)	67
Cerrado	Florestas normais	60

O termo “Uso institucional” refere-se a terrenos com lote superior a 1000 m² que tem como característica apresentarem 38% de sua área impermeabilizada. Nas tabelas contidas na bibliografia não consta essa classe, que na área estudada é representada por uma creche e um ginásio de esportes. Assim, foi adotado o valor correspondente à classe que indica áreas residenciais com lotes acima de 500 m². Trata-se de uma aproximação que se baseia nas observações de campo, considerando que o grau de impermeabilização não é mais intenso nesses usos do que em residências estabelecidas em grandes lotes. Assim, definiu-se a adoção do valor de 38%, considerando que as modificações de cobertura nas áreas institucionais não influenciam diretamente no escoamento na área erodida, uma vez que estas são drenadas por galerias. Quanto ao termo “cerrado”, corresponde ao que é definido como “florestas normais”, enquanto “áreas degradadas” se enquadra na classificação “pastagens pobres” uma vez que grande parte da área considerada degradada, ou seja, aquela onde se situam as formas erosivas e seu entorno, possui cobertura por gramíneas, sendo parte utilizada como pastagem para gado bovino (12,6 %) e o restante coberturas rasteiras, as quais embora apresentando-se esparsas, podem ser enquadradas na classificação referida.

Modelagem Hidrológica da Área: Procedimentos

Tendo sido definidos os parâmetros a serem inseridos no modelo IPHS1, procedeu-se à uma setorização da área visando o refinamento do método e sua adequação aos objetivos do trabalho. Para tanto, foi realizado um mapeamento das condições do escoamento superficial da bacia, o qual teve por finalidade orientar a discretização da área de drenagem em setores, de acordo com as características do escoamento superficial, considerando a influência da malha urbana e das estruturas hidráulicas existentes.

A técnica empregada para o referido mapeamento teve como base a proposta apresentada por Fontes (2009), fundamentada nos procedimentos apontados por Schäuble (2004) e resultou na elaboração da Carta de Fluxo Acumulado. O método utilizado é denominado “fluxo múltiplo”, também descrito como “fluxo acumulado” e possibilita calcular as áreas de drenagem convergentes de montante para jusante da bacia hidrográfica com base no parâmetro declividade, que é uma das principais variáveis-controle na determinação de zonas de convergência. Por meio deste método é possível gerar uma espacialização das áreas de contribuição que correspondem à tendência do percurso do escoamento em condições naturais.

Para o presente estudo, a elaboração da Carta de Fluxo Acumulado baseou-se nos procedimentos técnicos descritos nos trabalhos de Fontes (2009) e Mathias (2011). A partir do MDT (Modelo Digital do Terreno) da área, apresentado pelo último autor citado, gerou-se no software ArcGIS 9.2 um arquivo na extensão grid. Tal arquivo, inserido no software ArcView 3.2, foi submetido a operações envolvendo a ferramenta denominada Hydrotools. O Hydrotools consiste em um módulo do Arc View 3.2 composto por várias ferramentas que permitem realizar, a partir de dados topográficos, análises relacionadas ao comportamento da água frente a referida topografia. Nesta etapa definiu-se o algoritmo MD (Multiple Flow) e então procedeu-se ao cálculo de “flow accumulation”, que culminou na geração do documento cartográfico em questão.

Segundo Fontes (2009), o algoritmo do fluxo simples seleciona na matriz do terreno (Grid gerado pelo MDT), apenas a célula de declive mais íngreme para a orientação do fluxo a jusante, tornando-se um método simples e passível de generalizações, no entanto fugindo das condições reais. Já o algoritmo do fluxo múltiplo “calcula a área de contribuição considerando a distribuição proporcional

do escoamento do fluxo entre todas as células a jusante de uma célula central” (FONTES, 2009, p. 150). Assim, esta proposta tende a minimizar os erros gerados pelo método do fluxo simples visto que, em condições naturais, o escoamento superficial tende a se espalhar em diferentes orientações de menor altitude. Dessa forma, esse foi o método escolhido, pois como salienta Fontes (2009, p. 151), é o modelo que apresenta o escoamento de forma mais dispersa, correspondendo de maneira mais adequada à realidade de ambientes quentes e úmidos, com muita água, e relevo com concavidades de vertentes, que concentram os fluxos, e convexidades, que dispersam o fluxo, como é o caso de várias regiões do Brasil.

As classes geradas pelo programa se apresentam com valores em pixel, devendo ser convertidas em unidades de área, as quais, nesse caso, foram em m². Isso se faz a depender da escala de trabalho e da resolução espacial do modelo digital, por exemplo, uma matriz com resolução de 10x10 m terá como unidade representativa o valor de 100 m². A fim de se obter uma representação dos dados condizente com os objetivos de análise do trabalho foram testadas visualmente diferentes reclassificações a partir das classes definidas automaticamente pelo programa. A área total da bacia do córrego Tucunzinho é de 946330 m², assim, foram considerados 7 intervalos de 0 a 20000 m² e mais um intervalo correspondente aos valores acima de 20000 m², os quais apresentaram a menor ocorrência, embora o intervalo abrangesse valores bem mais elevados que os demais (por exemplo, no setor 1 o referido intervalo de classe tinha valores de 20000 m² a 53960 m²). A classificação em 8 intervalos foi a que apresentou melhor resultado, no qual se tornam nítidos os pontos de acumulação, ou concentração, do escoamento que já haviam sido reconhecidos em campo. A figura 2 apresenta um recorte da Carta de Fluxo Acumulado da bacia do córrego Tucunzinho.

Com base nos resultados obtidos na Carta de Fluxo Acumulado, a área foi setorizada de acordo com a identificação dos pontos de concentração de fluxo proveniente do escoamento superficial direto. A ferramenta Hydrotools auxiliou na definição da discretização da bacia hidrográfica, possibilitando definir com maior segurança os objetos representativos das bacias, pontos de controle e trechos de água, a serem aplicados no modelo IPHS1. Assim, a bacia do córrego Tucunzinho foi discretizada em 9 setores, conforme ilustra a figura 3. Na tabela 2 são apresentadas as características levantadas nos trechos simulados.

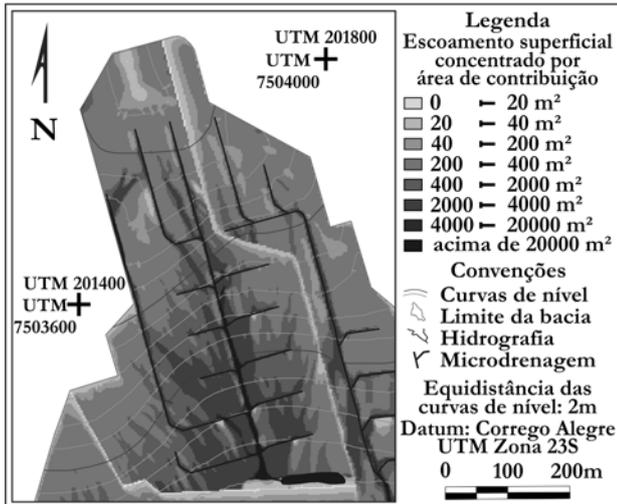


Figura 2 - Recorte da Carta de Fluxo Acumulado da bacia do córrego Tucunzinho

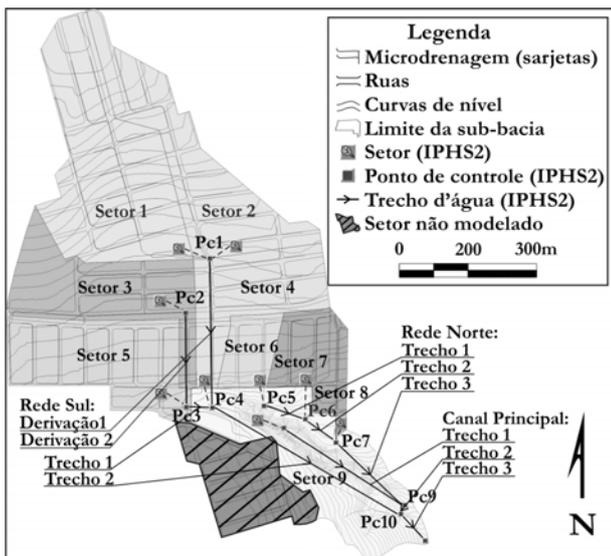


Figura 3 – Discretização da bacia do córrego Tucunzinho no programa IPHS1

Dois outros setores resultantes da discretização da área foram desconsiderados na modelagem hidrológica da bacia devido ao fato de terem como exutório bacias de retenção que não estão ligadas ao canal principal. Tais áreas (destacadas na Figura 3 com hachuras), portanto, estão isoladas do restante da bacia em termos de escoamento superficial.

Tabela 2 – Características dos trechos de água e galerias do córrego Tucunzinho

Canal	Desn. Vertical (m)	Extensão (m)	Declividade (m/100m)	Dimensões (m)	Tipo*
Rio Principal	33	685,11	4,82	Entre 0,40 e 2,00	FA
Rede Norte	37	477,3	7,75	Ø 1,20	GP
Rede Sul	44	718,87	6,12	Ø 1,50	GP
Derivação 1	14	278,68	5,02	Ø 0,80	GP
Derivação 2	20	437,24	4,57	Ø 1,00	GP
Sub-divisões rede sul					
Trecho 1	2	71,86	2,78	Ø 1,50	GP
Trecho 2	42	647,02	6,49	Ø 1,50	GP
Sub-divisões rede norte					
Trecho 1	6	130,49	4,60	Ø 1,20	GP
Trecho 2	2	111,83	1,79	Ø 1,20	GP
Trecho 3	30	234,98	12,77	Ø 1,20	GP
Sub-divisões Canal Principal					
Trecho 1	21	471,45	4,45	Entre 0,40 e 2,00	FA
Trecho 2	2	82,22	2,43	Entre 0,40 e 2,00	FA
Trecho 3	10	131,44	7,61	Entre 0,40 e 2,00	FA

* Coeficiente de Manning (n) de 0,06 para canal com fundo de areia (FA) e de 0,013 para trechos de galeria pluvial (GP).

A partir da elaboração do esquema apresentado foram inseridos os dados no contexto de cada um dos elementos existentes na área. Alguns dos dados referidos encontram-se apresentados na tabela 3, na qual pode-se verificar as características dos setores pertencentes à bacia do córrego Tucunzinho.

A simulação das condições para o cenário pré-ocupação urbana se deu mediante a alteração estimada do Número de Deflúvio (CN). Destaca-se que a condição pré-ocupação urbana refere-se a um domínio de uso da terra caracterizado plenamente por pastagens, o que já implica em uma situação de modificação da condição natural. Assim foram obtidos os hidrogramas para cada setor em diferentes cenários, resultando em dados imprescindíveis às análises hidrológicas propostas neste trabalho.

Tabela 3 – Características dos setores discretizados do córrego Tucunzinho.

Setor	Área (km ²)	Decliv. terreno (%)	Decliv. canal (%)	Uso e ocupação*
1	0,187	2,87	4,65	52% UR; 29% EA e 19% RP
2	0,128	2,26	3,79	46% UR; 34% EA e 20% RP
3	0,113	2,39	3,02	53% UR; 28% EA e 19% RP
4	0,087	2,14	3,35	59% UR; 1% UI; 11% EA e 29% RP
5	0,118	2,40	2,31	63% UR; 2% UI; 12% EA e 23% RP
6	0,031	3,21	6,24	61% UR; 16% EA e 23% RP
7	0,034	3,97	7,21	56% UR; 23% EA e 21% RP
8	0,021	4,34	6,35	68% UR; 6% EA; 2% AD e 24% RP
9	0,150	11,94	4,81	1% UR; 14% EA; 79% AD; 1% RP e 5% C

* Legenda das abreviaturas: UR = Uso Residencial (lotes até 500m²); EA = Espaços Abertos; RP = Ruas Pavimentadas; UI = Uso Institucional (lote > que 500 m²); AD = Áreas Degradadas; C = Cerrado.

Resultados e Discussão

A modelagem da bacia realizada por meio do modelo IPHSI permitiu a obtenção dos dados de vazão de cada setor mencionado. Entretanto, a setorização foi retrabalhada em função das obras hidráulicas de microdrenagem existentes na área, as quais foram integradas ao modelo, de acordo com as orientações do método adotado. Os hidrogramas contendo os valores de vazão das áreas setorizadas, com períodos de retorno de 2, 5, 10, 20 e 50 anos para chuvas de 60 minutos de duração, foram analisados individualmente e em conjunto, colaborando para o entendimento acerca do volume da água de escoamento que chega até o curso d’água e sua vazão de pico.

Em relação aos procedimentos de modelagem adotados é importante ressaltar que foi necessária a concepção de três projetos, dois referentes a cada rede de galerias responsáveis pela coleta e condução das águas do escoamento das sub-bacias mencionadas e um referente à sub-bacia em que se encontra o córrego Tucunzinho e seus entornos. Cumprindo com os objetivos propostos neste trabalho foram realizadas as operações hidrológicas simu-

lando duas situações distintas: a atual e a de pré-ocupação urbana. O parâmetro CN atual, que se refere às condições de cobertura e de uso relacionadas com a classe de solo após urbanização, foi estabelecido conforme os dados da fotointerpretação e trabalhos de campo. Considera-se, portanto, que os dados de uso da terra são atuais (2011) devido à reambulação dos dados das fotografias aéreas de 2006. De posse de tais dados, foi realizada a média ponderada do CN de acordo com a área ocupada por cada classe, em cada setor da bacia hidrográfica. Para a simulação da situação pré-ocupação urbana adotou-se o valor de CN referente à classe de pastagens normais, que corresponde à situação anterior à urbanização segundo dados da bibliografia (SANCHEZ, 1986/1987) e de fotografias aéreas de 1962. A tabela 4 apresenta a organização das sub-divisões da bacia em projetos e setores, bem como os valores de CN adotados.

Tabela 4 – Planificação dos objetos do método e parâmetros CN

Projeto	Setor	CN médio - Condição	
		Atual (2011)	Pré ocupação (1962)
Rede Sul	1	81	59*
	2	80	59
	3	81	59
	4	86	59
	5	85	59
Rede Norte	6	84	59
	7	82	59
	8	87	59
Voçoroca	9	66	59

* Refere-se à situação de uso da terra vinculada as pastagens no cenário de pré-ocupação urbana.

Convém esclarecer que, de acordo com as fotografias aéreas de 1962, o voçorocamento já existia nesse cenário de pré-ocupação urbana e a área de entorno era recoberta por pastagens. Portanto, o valor de CN para a condição de pré-ocupação urbana foi estabelecido de acordo com essa característica do terreno.

Assim, dentre os hidrogramas obtidos nas simulações escolheram-se os que se referem à pontos de controle específicos para representação neste trabalho, pois são aqueles cujos dados resultam da

combinação das operações hidrológicas de cada setor a qual se encontra conectado. Nas figuras 4a, 4b e 4c são apresentados os referidos hidrogramas de chuva excedente, enquanto nas tabelas 5 e 6 são apresentadas as lâminas precipitadas e escoadas para diferentes tempos de recorrência bem como as razões entre as vazões máximas registradas na área da voçoroca nas condições pré e pós-ocupação urbana (RA/Pré), respectivamente.

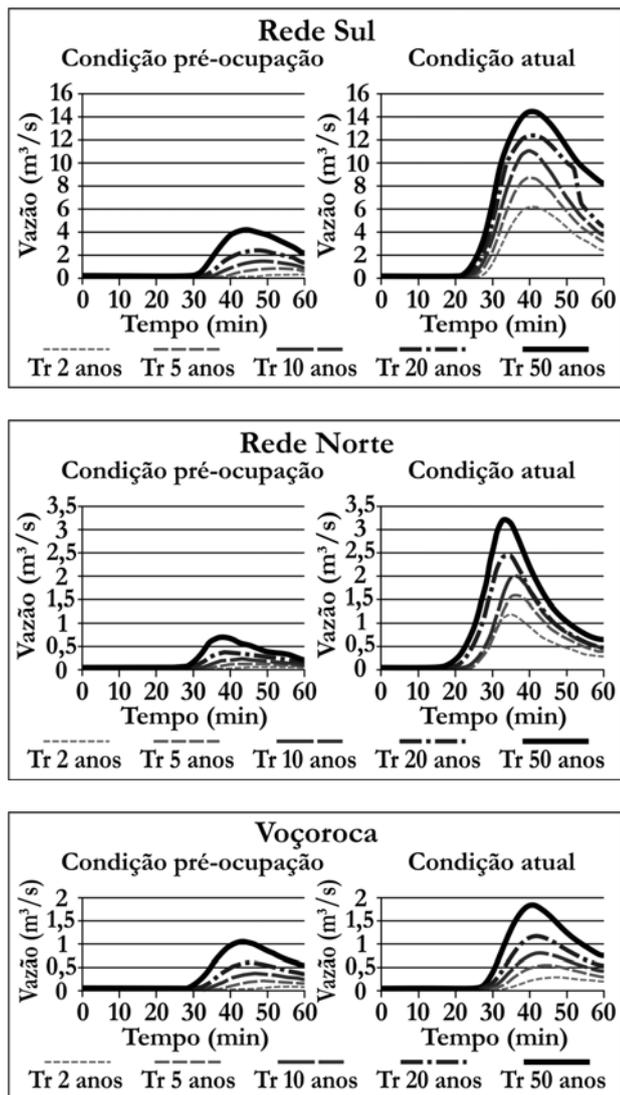


Figura 4a, 4b e 4c – Hidrogramas dos pontos de controle representativos dos projetos concebidos para a modelagem da bacia do córrego Tucunzinho, simulando as condições pré-ocupação urbana (1962) e atual (2011)

Tabela 5 – Lâminas precipitadas e escoadas para os setores investigados em diferentes tempos de recorrência e para o cenário de condição atual (2011) e pré-ocupação urbana (1962)

Sub-Bacia	TR	Lâm. Prec. (mm)	Lâm. Esc. (mm)		RA/Pré
			Pré-ocup (1962)	Atual (2011)	
1	2	47,0	0,73	13,00	17,81
	5	55,0	2,02	17,50	8,67
	10	62,4	3,60	23,15	6,43
	20	70,5	5,85	29,04	4,96
	50	82,8	10,08	38,50	3,82
2	2	47,0	0,73	12,03	16,48
	5	55,0	2,02	16,60	8,22
	10	62,4	3,60	27,53	4,71
	20	70,5	5,85	36,80	3,65
	50	82,8	10,08	45,30	3,12
3	2	47,0	0,73	13,00	17,81
	5	55,0	2,02	17,71	8,77
	10	62,4	3,60	29,04	4,96
	20	70,5	5,85	38,60	3,83
	50	82,8	10,08	47,21	3,26
4	2	47,0	0,73	18,73	25,66
	5	55,0	2,02	24,31	12,03
	10	62,4	3,60	37,40	6,39
	20	70,5	5,85	48,00	4,76
	50	82,8	10,08	57,45	3,96
5	2	47,0	0,73	17,50	23,97
	5	55,0	2,02	22,88	11,32
	10	62,4	3,60	35,59	6,08
	20	70,5	5,85	46,00	4,56
	50	82,8	10,08	55,3	3,81
6	2	47,0	0,73	16,25	22,26
	5	55,0	2,02	21,26	10,52
	10	62,4	3,60	33,9	5,79
	20	70,5	5,85	44,02	4,37
	50	82,8	10,08	40,4	2,79
7	2	47,0	0,73	14,05	19,25
	5	55,0	2,02	18,95	9,38
	10	62,4	3,60	30,60	5,23
	20	70,5	5,85	40,31	4,00
	50	82,8	10,08	49,20	3,39
8	2	47,0	0,73	20,08	27,51
	5	55,0	2,02	25,84	12,79
	10	62,4	3,60	39,3	6,72
	20	70,5	5,85	50	4,96
	50	82,8	10,08	59,7	4,12
9	2	47,0	0,73	2,9	3,97
	5	55,0	2,02	5,20	2,57
	10	62,4	3,60	11,25	1,91
	20	70,5	5,85	17,2	1,56
	50	82,8	10,08	23	1,59

Na tabela 5 nota-se que houve um incremento nas lâminas excedentes com variação de até vinte e sete vezes maior em alguns dos períodos de retorno. Destaca-se que os eventos mais recorrentes foram os que sofreram o maior acréscimo pós-

ocupação urbana, indicando um aumento significativo da exposição das áreas fragilizadas. Da mesma forma, a comparação entre os cenários pré-ocupação urbana e atual (Tabela 6) permite a constatação de que houve significativo aumento na vazão de pico que atinge o curso d'água bem como a antecipação do tempo de pico. Na área da voçoroca (Tabela 6) foi constatado o incremento das vazões entre as condições atual (2011) e pré-ocupação urbana (1962) na cabeceira do setor 9 (RA/Pré), local onde constata-se o avanço erosivo. Apesar das configurações de drenagem na condição atual favorecerem o desvio dos fluxos dos setores de montante, verifica-se incrementos da ordem de 1,6 a 3,3 para as vazões máximas na cabeceira do setor 9. Da mesma forma, o exutório do setor 9 sofreu interferência da rede de drenagem instalada pós-ocupação urbana. Ainda, nos TR(s) superiores a 50 anos a diferença no tempo de pico do escoamento não é significativa. Esse fato se deve a cobertura de pastagens do cenário pré-ocupação, a qual, em chuvas excepcionais, leva a geração de vazões significativas visto que a baixa cobertura vegetal não cria condições de quebra de energia que propiciem o desenvolvimento de processos de infiltração.

Tabela 6 – Razão entre as vazões máximas (RA/Pré vazão) (m3/s) e os respectivos tempos de pico (RA/Pré Tp) no cenário de condição atual (2011) e pré-ocupação urbana (1962) para TR de 2, 5, 10, 20 e 50 no setor correspondente a área da Voçoroca

TR (anos)		pré-ocup.	pós-ocup.	$R_{A/Pré}$ vazão	$R_{A/Pré}$ Tp	(-)	(-)
		Urb. (1962)	Urb. (2011)				
2	Cab.*	0,1	58	0,3	48	3,3	0,83
	Exut.*	0,2	-	0,5	-	2,9	-
5	Cab.	0,2	50	0,6	46	2,5	0,92
	Exut.	0,4	-	0,7	-	2,0	-
10	Cab.	0,4	48	0,8	44	2,2	0,92
	Exut.	0,6	-	8,8	-	14,9	-
20	Cab.	0,6	46	1,2	42	2,0	0,91
	Exut.	0,8	-	9,6	-	11,5	-
50	Cab.	1,1	44	1,9	42	1,7	0,95
	Exut.	7,4	-	10,0	-	1,3	-

*Cabeceira (Cab.) e exutório (Exut.) do setor correspondente a área da Voçoroca

No conjunto da bacia hidrográfica, sabe-se que o escoamento superficial das águas pluviais é acelerado por estruturas de microdrenagem, fato agravado pela quase inexistência de dissipadores de energia na área investigada. Assim, a mudança na magnitude do escoamento deveria ter sido acompanhada por elementos adequados de dissipação de energia, fato que não ocorre. Grande parte da rede de microdrenagem é composta por galerias pluviais de seção circular de concreto, cujo coeficiente de rugosidade é bastante baixo. Além do mais há evidências que algumas galerias foram subdimensionadas considerando as vazões que fluem pela rede, o que se corrobora pela análise de tais estruturas em campo, algumas das quais se encontram avariadas em função de tal fato (Figuras 5a e 5b). Essas estruturas inadequadas, juntam-se a susceptibilidade natural da área, favorecendo o avanço das atividades erosivas.



Figura 5a e 5b – Poços de visita com degrau próximos ao emissário: da “rede sul” e “rede norte”, respectivamente, apresentando danos em função da erosão diferencial no contato da estrutura com os solos devido ao transbordamento

Fonte: Acervo do autor. Data: Julho de 2010

Tais observações corroboram o fato de que o escoamento advindo do setor urbano atinge o leito do córrego com grande volume em curto espaço de tempo, resultando em um potencial erosivo bastante expressivo.

O único setor que apresentou pouca variação é aquele onde se situa a voçoroca, pois esta não possui áreas urbanizadas. Entretanto cabe ressaltar que o efeito remontante da erosão que se produz nos pontos de lançamento das águas pluviais constitui por si só um elemento de extrema atuação na dinâmica erosiva da área, conforme evidencia as figuras 6a e 6b.



Fig. 6a e 6b - Ponto de deságüe do emissário da Rede Sul com formação de lagoa e solapamento das margens, respectivamente

Fonte: Acervo do autor. Data: Julho de 2010

A comparação entre fotografias aéreas de diferentes períodos permite a constatação de que houve expressiva dinamização erosiva vinculada à expansão urbana. Entretanto, verifica-se que entre os cenários simulados tal fenômeno aparenta pouca notabilidade em termos de expansão em área. Isso se deve ao fato de que no período entre um cenário (1962) e outro (2006) o setor foi submetido a intensas obras que contemplaram o soterramento das formas erosivas, o terracamento das vertentes e a instalação de redes de galerias pluviais. Assim, têm-

se no ano de 1962 a ocorrência de uma voçoroca apresentando-se em estágio evolutivo imaturo, no qual se constata a morfologia de entalhe em “V” do canal erosivo, conforme pode ser visualizado na imagem aérea do período, apresentada na figura 7. Nota-se que predominam as pastagens como uso da terra.

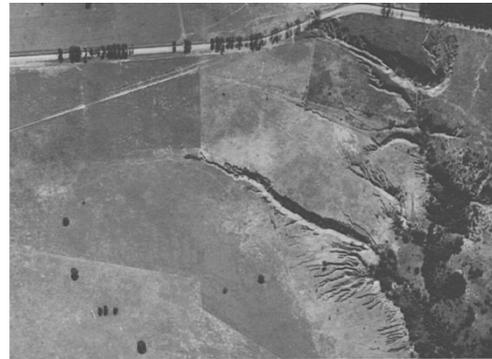


Fig. 7 – Fotografia aérea do ano de 1962 – setor de ocorrência da voçoroca



Figura 8 – Comparação entre os cenários do ano de 2000 e 2006, respectivamente

Entretanto, comparando-se a fotografia aérea do ano de 2000 à do ano de 2006 é possível verificar que houve o avanço da frente de retomada erosiva, além do fato de que a voçoroca conseqüente possui feições que denotam um estágio mais evoluído do fenômeno, tais como fundo chato e ramificações laterais. Tal fato pode ser associado à concepção de obras de infra-estrutura e drenagem urbana inadequadas, as quais foram instaladas na área por ocasião das obras já referidas.

A figura 9 apresenta os hidrogramas desse ponto da rede, representando as vazões em situação pré-ocupação urbana e situação atual.

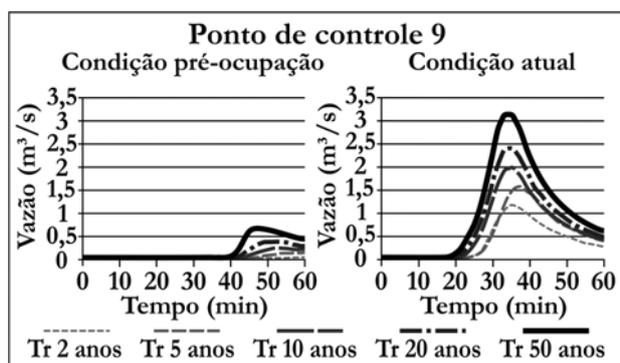


Figura 9 – Hidrogramas do PC 9 (emissário Rede Norte) para as condições pré-ocupação urbana (1962) e atual (2011)

É possível notar o incremento de vazões na condição atual mais de 10 vezes superior às vazões sob a condição pré-ocupação urbana (tempestade de 60 minutos, tempo de retorno de 2 anos), além de uma diminuição significativa no tempo que tal vazão leva para atingir o pico (até 20 minutos a menos), o que corrobora a hipótese de que o escoamento superficial direto constitui fator preponderante na evolução do processo erosivo.

CONCLUSÕES

As análises hidro-geomorfológicas integradas apresentadas nesse estudo permitem afirmar que, acerca do comportamento do escoamento de superfície da bacia do córrego Tucunzinho (São Pedro/SP), comparando-se o cenário pré-ocupação urbana à situação atual, têm-se um quadro no qual o incremento das vazões propiciado pelo aumento da impermeabilização no contexto urbano é significati-

vo. Levando-se em consideração a ocorrência de processos de erosão linear acelerada, cujas formas desenvolvem-se no contato com o setor urbanizado da bacia, tal comportamento hidrológico constitui motivo de grande preocupação no âmbito do planejamento, uma vez que o escoamento advindo do meio urbano é concentrado e direcionado ao leito do córrego, ocasionando com isso, a dinamização dos processos erosivos. Tais processos erosivos devem-se, portanto, tanto a suscetibilidade natural dos terrenos como as perturbações do escoamento superficial advindas da urbanização. Assim, verifica-se que a voçoroca já existia antes da ocupação urbana (Figura 7) devido às características lito-pedológicas da área, as quais propiciam condições naturais de instabilidade e que foram aceleradas pela cobertura vegetal por pastagens, presente no cenário de 1962. Contudo, é o uso urbano que leva a um avanço da frente erosiva (Figura 8) a qual responde a pequenas modificações de uso da terra devido a instabilidade deflagrada pelo desenvolvimento do processo de erosão linear.

Nessas condições, verificou-se que, a despeito das intervenções efetivadas no sentido de prover a estrutura urbana de galerias e dispositivos dissipadores e, evidentemente evitar o aumento dos efeitos erosivos, o que foi verificado foi a implementação de obras hidráulicas de drenagem sub-dimensionadas ou concebidas em desacordo com os atributos físicos da área e, conseqüentemente com a dinâmica erosiva ocorrente na bacia.

Os resultados obtidos nesse trabalho, portanto, corroboram fatos evidenciados pela observação de campo e apresentam dados por meio dos quais é possível nortear intervenções, que possam vir a ser efetuadas no local com a finalidade de corrigir as falhas de infraestrutura apontadas.

REFERÊNCIAS

BASE AEROFOTOGRAMETRIA E PROJETOS S/A. Levantamento aerofotogramétrico do Estado de São Paulo. São Paulo: [S.N.], 2006. B-917, faixa 131, foto 3779. Escala 1:30000.

CARPI JR, S. Técnicas cartográficas aplicadas à dinâmica da bacia do Ribeirão Araquá – SP. 1996. 188 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1996.

- CARPI JR, S; MENDES, I. A. As vertentes do córrego Tucunzinho (São Pedro, SP) e seu significado morfogenético. *Geografia*, Rio Claro, v. 17, n. 1, p. 77-90, 1992.
- FACINCANI, E. M. Influência da estrutura e tectônica no desenvolvimento das boçorocas da região de São Pedro: proposta de reabilitação e aspectos jurídico-institucionais correlatos. 1995. Dissertação (Mestrado) – Mestrado em Geociências e Meio Ambiente - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1995.
- FONTES, N. Proposta Metodológica para planejamento de sistemas de espaços livres: Ribeirão Preto – SP. 2009. 193 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Mapa geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500.000. v1 (texto) e v2 (mapa). São Paulo: Governo do Estado de São Paulo. Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia, 1981.
- MATHIAS, D. T. Propostas de recuperação de áreas peri-urbanas erodidas com base em parâmetros hidrológicos e geomorfológicos: Córrego Tucunzinho (São Pedro/SP). 2011. 128 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2011.
- MORUZZI, R. B.; CUNHA, C. M. L.; CONCEIÇÃO, F. T.; PEREIRA, L. H. Efeito da ocupação urbana e de obras de drenagem sobre o hidrograma de cheia de uma bacia urbanizada: o caso da bacia do córrego da servidão em rio claro, SP. *Revista de Engenharia e Tecnologia*, v. 1, n. 1, p. 1-12, 2009.
- MORUZZI, R. B.; LUPINACCI, C.; OLIVEIRA, J. N. Aplicação de métodos hidrológicos para avaliação de reservatório de retenção e detenção combinados a obra de recuperação do canal de macro-drenagem no controle de cheias em uma bacia hidrográfica urbanizada. *Ciência & Engenharia*, v. 18, n. 1/2, p. 11-20, 2010.
- OLIVEIRA, J. B. Solos do Estado de São Paulo: descrição das classes registradas no mapa pedológico. Campinas: Instituto Agrônomo, 1999. 112 p. (Boletim científico, 45).
- PAIVA, J. B. D.; PAIVA, E. M. C. D. Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2003. 628 p.
- PORTO, R. L. L. Escoamento superficial direto. In: TUCCI, C. E. M.; PORTO, R. L. L.; BARROS, M. T. (Org.). *Drenagem Urbana*. Porto Alegre: ABRH/Editora da Universidade/UFRGS, 1995. p. 107-165.
- PRUSKI, F. F.; TEIXEIRA, A. F.; SILVA, D. D.; CECÍLIO, R. A.; SILVA, J. M. A. Plúvio 2.1: Chuvas intensas para o Brasil. In: PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.; TEIXEIRA, A. F.; CECÍLIO, R. A.; SILVA, J. M. A.; GRIEBELER, N. P. (Org.). *Hidros: dimensionamento de sistemas hidroagrícolas*. 1. ed. Viçosa: Editora UFV, 2006. p. 15-25.
- SANCHEZ, M. C. Monitoramento de forma de erosão acelerada no córrego Tucunzinho, no município de São Pedro (SP, Brasil). *Boletim de Geografia Teórica*, v. 16-17, n. 31-34, p. 276-284, 1986/1987.
- SCHÄUBLE, H. HydroTools 1.0 for ArcView 3.x. [S.l.: s.n.], 2004. Disponível em: <http://www.terracs.de/ArcView_3_x/Oldies/oldies.html>. Acesso em: 15 mar. 2011.
- SOIL CONSERVATION SERVICE. National Engineering Handbook, Chapter 10. Estimation of Direct Runoff from Storm Rainfall U.S. Washington, DC: Department of Agriculture, 2004. Originally prepared in 1964 by Victor Mockus and revised in 1998 by Allen T. Hjelmfelt.
- TUCCI, C. E. M. Modelos hidrológicos. Porto Alegre: Ed. Universidade UFRGS ABRH, 1998. 650 p.
- TUCCI, C. E. M.; ZAMANILLO, E. A.; PASINATO H. D. Sistema de Simulação Precipitação Vazão I-PHS1. Porto Alegre: IPH/UFRGS, 1989. (Publicação recursos hídricos, n. 20).
- UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO. DG/FFLCH-USP. Estado de São Paulo – Levantamento aerofotogramétrico. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1962. Foto 9303. Escala 1:25.000.

Geomorphological Consequences Of Changes Due To Urban Runoff: Analysis Of Erosion Processes At Tucunzinho Watershed, (São Pedro - SP)

ABSTRACT

This paper presents an evaluation of the geomorphological implications of urban runoff on the evolution of linear erosion processes in peri-urban areas. The Tucunzinho watershed (São Pedro/SP) case was chosen because it presents linear erosive forms in which the dynamic is associated with urban expansion into fragile areas and implantation of inadequate dissipation devices. The method proposed by the Soil Conservation Service (SCS) was adopted to obtain the Curve Number (CN) and runoff hydrographs of different sectors of the basin. The coverage classification (use and occupancy) was based on analysis of aerial photographs of two periods (1962 and 2006, updated in the field in 2011). The IPHS1 model was used for the simulation and analysis of the hydrological behavior for both the pre-urban occupation and the current occupation. The hydrogeomorphological analysis helped understand the influence of the urban run-off on the erosion dynamics, clearly showing the ineffectiveness of dissipation energy devices in the area, which has a natural susceptibility to erosion due to litho-soil characteristics.

Keywords: *Erosive processes. Urban drainage. Hidrological models.*

Otimização Estocástica Implícita e Redes Neurais Artificiais para Auxílio na Operação Mensal dos Reservatórios Coremas - Mãe d'Água

Tatiane Carlyne Carneiro*, Camilo Allyson Simões de Farias*
tatianecarlyne@oi.com.br, camiloallyson@yahoo.com.br

Recebido: 20/07/12 - revisado: 06/01/13 - aceito: 05/08/13

RESUMO

Este trabalho apresenta regras mensais baseadas em Otimização Estocástica Implícita (OEI) e Redes Neurais Artificiais (RNA) para operação de um sistema de reservatórios localizado no sertão paraibano. Este sistema hídrico está inserido no semiárido nordestino, região que sofre periodicamente com a escassez de água. A técnica de OEI consiste em otimizar a operação do sistema usando um conjunto de possíveis cenários de entrada e, posteriormente, na utilização dos dados ótimos gerados para construção de regras operacionais. Neste estudo, utilizou-se RNA para relacionar alocações mensais dos reservatórios com o volume inicial e vazão esperada para o mês corrente. Os cenários sintéticos de vazões afluentes foram obtidos a partir do Método dos Fragmentos (MF). Os resultados gerados pelo MF indicam que o modelo apresenta potencial para simulação estocástica de vazões mensais em regiões semiáridas. As regras operacionais mensais obtidas com o modelo OEI-RNA foram aplicadas para operação dos reservatórios Coremas - Mãe d'Água sob novos cenários de vazões e um índice de vulnerabilidade foi utilizado para fins de análise. Os resultados indicam que o modelo OEI-RNA é superior a regra de operação padrão e similar a um modelo determinístico com o conhecimento de todo o horizonte de operação. Sendo assim, espera-se que este modelo possa servir como suporte na tomada de decisão para operação mensal de reservatórios em regiões semiáridas.

Palavras-chave: Operação de reservatórios. Redes neurais artificiais. Otimização estocástica implícita.

INTRODUÇÃO

O crescimento populacional e consequente aumento das demandas por alimento e energia são os principais responsáveis pela crise da água no mundo. Para o atendimento a essas crescentes demandas, tanto em termos de qualidade como de quantidade, é frequentemente necessário que o sistema hídrico local seja operado e monitorado de forma eficaz (CELESTE; CURI; CURI, 2007; FARIAS, 2009; FARIAS et al., 2006; LOUCKS, 2000; VAJPEYI, 1998). Em regiões semiáridas o manejo se torna ainda mais complexo por causa das altas taxas de evaporação, má distribuição sazonal dos recursos hídricos e baixa pluviometria.

O estado da Paraíba está localizado em uma região semiárida e sofre periodicamente com episódios de seca. Estas secas podem ter seus efeitos minimizados através de um gerenciamento adequado dos recursos hídricos existentes, devendo-se considerar a variabilidade hidrológica tanto no presente quanto no futuro.

Existem diversas técnicas para mitigação dos efeitos das secas, sendo a Otimização Estocástica Implícita (OEI) uma alternativa promissora. Nesse procedimento, um modelo é usado para gerar um certo número de cenários sintéticos de entrada ao sistema (e.g., vazões). O sistema é então otimizado para esses cenários e regras de operação são produzidas por meio de modelos de regressão linear. Na maioria dos casos, estas regras operacionais relacionam alocações com o volume inicial do reservatório e vazões esperadas para um passo à frente (CELESTE et al., 2005; WILLIS; FINNEY; CHU, 1984; YOUNG JR, 1967). Diferente do uso de equações de regressão, esse estudo utiliza Redes Neurais Artificiais (RNA) com o intuito de extrair tendências não-lineares entre as variáveis envolvidas.

As RNA são um ramo da inteligência artificial que surgem para extrair modelos e detectar tendências que são muito complexas para serem percebidas por humanos ou outras técnicas computacionais. Em vez de usar uma abordagem algorítmica, as RNA processam a informação de forma similar ao sistema nervoso biológico. Elas possuem um grande número de elementos fortemente ligados trabalhando em paralelo para resolver um problema específico. Essas ferramentas aprendem através de

* UFCG/Unidade Acadêmica de Ciências e Tecnologia Ambiental

exemplos selecionados cuidadosamente, tornando-se eficazes para solução de sistemas não-lineares, na adaptação a circunstâncias, entre outras várias vantagens (FARIAS, 2009; HAYKIN, 1999; SILVA; SPATTI; FLAUZINO, 2010).

Este trabalho desenvolve e aplica um procedimento capaz de incorporar as incertezas hidrológicas para operação sustentável de reservatórios localizados na região semiárida do estado da Paraíba, Brasil. O processamento dessas incertezas será realizado através da técnica de OEI combinada com RNA.

MATERIAIS E MÉTODOS

Área de estudo

Os procedimentos e modelos desenvolvidos nessa pesquisa foram aplicados para operação do sistema hídrico Coremas - Mãe d'Água.

Os reservatórios Coremas - Mãe d'Água estão situados no extremo sudoeste da Paraíba, na bacia do Rio Piancó, que é uma sub-bacia do Rio Piranhas. A região conta com uma temperatura média anual superior a 24°C e precipitação média anual abaixo de 900 mm, sendo que 60% deste valor concentra-se entre os meses de fevereiro e abril. A evaporação potencial anual é superior a 2.300 mm, com as maiores taxas mensais no período de setembro a dezembro (LIMA, 2004). A tabela 1 apresenta as evaporações médias mensais observadas no Tanque Classe A do posto climatológico de Coremas.

Tabela 1 - Evaporação média mensal no Tanque Classe A

Evaporação Média (mm)	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun
	272,3	215,4	204,1	182,4	183,1	182,2
	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
	219,9	271,9	299,6	332,9	319,0	310,6

Fonte: SCIENTEC, 1997.

O sistema hídrico Coremas - Mãe d'Água é composto pela junção de dois açudes, que quando atingem um determinado nível, se tornam um só reservatório. Nesta pesquisa, assim como no trabalho de Celeste, Curi e Curi (2009), o sistema é modelado como um reservatório equivalente, ou seja, o volume é considerado como a soma dos volumes individuais dos reservatórios. As vazões afluentes ao reservatório equivalente são a soma das vazões de entrada nos dois reservatórios.

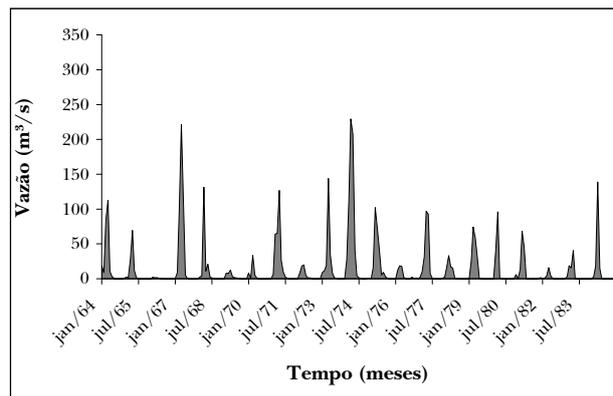


Figura 1 - Hidrograma mensal de vazões observadas afluentes ao sistema Coremas - Mãe d'Água para o período de 1964 a 1984

A maior parte das vazões afluentes aos reservatórios são provenientes de três grandes tributários: Riacho Aguiar, Riacho Emas e Rio Piancó. A figura 1 apresenta o hidrograma mensal de vazões de entrada no sistema Coremas - Mãe d'Água.

A figura 2 ilustra a localização dos reservatórios Coremas - Mãe d'Água e seus tributários.

Geração estocástica de vazões

Para aplicação do modelo de OEI é necessária a implementação de um modelo para geração sintética de vazões afluentes ao sistema hídrico com propriedades estatísticas similares às dos dados observados. O modelo escolhido para geração sintética de vazões desse estudo é o Método dos Fragmentos (MF), que tem sido vastamente utilizado para simulação estocástica de afluições (ARAÚJO; CAMPOS, 1991; CELESTE; CURI; CURI, 2007; SVANIDZE, 1980).

O MF tem como princípio básico desagregar vazões anuais em vazões mensais segundo uma forma padronizada. O primeiro passo consiste em calcular os fragmentos dividindo-se as vazões de cada mês pela soma de todas as vazões mensais do respectivo ano, como mostrado na Equação 1.

$$f(i, j) = \frac{Q(i, j)}{\sum_{j=1}^{12} Q(i, j)} \quad (1)$$

onde $f(i, j)$ e $Q(i, j)$ são, respectivamente, o fragmento e a vazão observada do mês j do ano i .

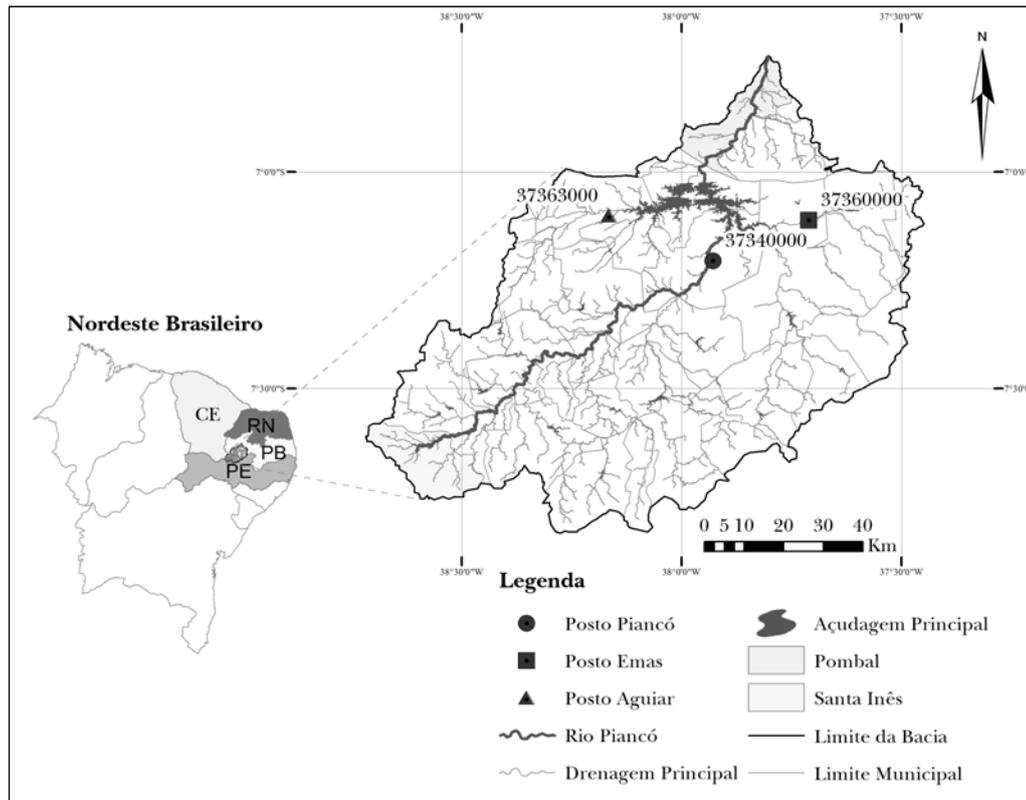


Figura 2 -Localização dos reservatórios Coremas - Mãe d'Água na bacia hidrográfica do Rio Piancó

O segundo passo consiste em avaliar as vazões anuais históricas quanto à dependência linear e, caso sejam serialmente dependentes, utilizar modelos estatísticos para produzir uma série de resíduos independente. Após esta etapa, os resíduos da série de vazões anuais históricas são modelados a uma função de densidade de probabilidade (f.d.p.) adequada.

A nova geração de vazões anuais se procede através da simulação aleatória de números pela f.d.p. modelada e pela posterior aplicação da função inversa do modelo estatístico responsável pela extração das dependências lineares. Por fim, as vazões anuais geradas são desagregadas seguindo o procedimento apresentado em Celeste, Curi e Curi (2007). Este procedimento consiste em dispor as vazões anuais dos dados históricos em ordem crescente para o estabelecimento de classes. A primeira classe tem limite inferior igual a zero e a última classe tem limite superior igual a infinito. As classes intermediárias, neste caso, são definidas pelas médias de duas vazões sucessivas. Após a definição destes limites, cada vazão anual sintética pertencerá a

uma classe correspondente e as vazões mensais são obtidas por meio da multiplicação dos fragmentos daquela classe pelo valor anual sintético.

Regras operacionais OEI-RNA

O modelo de OEI combinado com RNA consiste das seguintes etapas:

1. Gerar M sequências de N meses de valores de vazões afluentes ao sistema hídrico através do MF;
2. Para cada sequência de N meses, encontrar as alocações ótimas de água a partir de um modelo de otimização determinístico;
3. Usar o conjunto de dados otimizados para desenvolver regras de operação baseadas em RNA.

Na etapa (3), a alocação de água é relacionada com o volume no início do mês e vazão afluente no período corrente.

Modelo determinístico

Esse modelo assume que o principal objetivo da operação é encontrar as alocações de água que melhor satisfazem as demandas sem comprometer o funcionamento do sistema. O problema de otimização consiste em minimizar a seguinte função-objetivo:

$$\min \sum_{t=1}^N \left[\frac{R(t) - D(t)}{D(t)} \right]^2 \quad (2)$$

onde N é o horizonte de operação em meses; $R(t)$ é a alocação no mês t ; e $D(t)$ a demanda no mês t .

Alocações e volumes de cada período são relacionados com vazão afluyente, evaporação e vertimento pela equação da continuidade:

$$\begin{aligned} S(1) &= S_0 + Q(1) - R(1) - E(1) - Sp(1) \\ S(t) &= S(t-1) + Q(t) - R(t) - E(t) - Sp(t); \forall t = 2, \dots, N \end{aligned} \quad (3)$$

onde $S(t)$ é o volume do reservatório equivalente no final do mês t ; S_0 é o volume inicial do reservatório; $Q(t)$ é a vazão afluyente ao sistema durante o mês t ; $E(t)$ é a evaporação sobre a superfície líquida do reservatório durante o mês t ; e $Sp(t)$ é o vertimento que eventualmente pode ocorrer ao longo do mês t .

As limitações físicas do sistema definem as restrições para alocações, volume e vertimento como seguem:

$$0 \leq R(t) \leq D(t); \quad \forall t \quad (4)$$

$$S_{\text{morto}} \leq S(t) \leq S_{\text{max}}; \quad \forall t \quad (5)$$

$$E(t) \geq 0; \quad \forall t \quad (6)$$

$$Sp(t) \geq 0; \quad \forall t \quad (7)$$

onde S_{max} e S_{morto} são os volumes máximo e morto do reservatório equivalente, respectivamente.

Modelo de redes neurais artificiais

Esse modelo é responsável pela derivação das regras mensais a partir dos resultados ótimos gerados pelo modelo determinístico. Para isto, esse

modelo é utilizado na calibração de 12 RNA, uma para cada mês do ano.

Arquitetura e Topologia

O modelo de redes neurais consiste de um *perceptron* formado por uma camada de entrada, uma oculta e uma de saída. A camada de entrada da RNA é composta por dois neurônios, que são o volume inicial do reservatório $S(t-1)$ e a vazão afluyente corrente $Q(t)$. O número de neurônios na camada oculta NE é obtido através de um procedimento baseado em tentativa e erro. O valor de alocação $R(t)$ é o único neurônio da camada de saída.

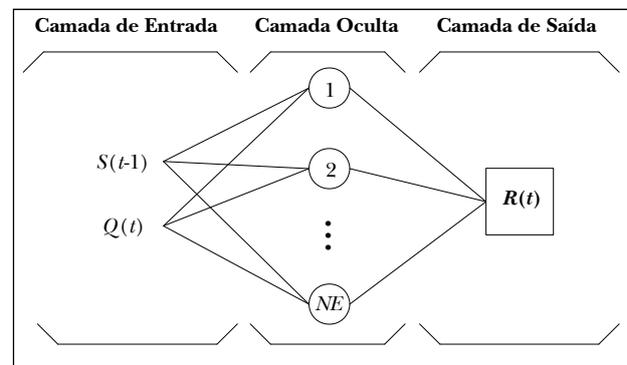


Figura 3 - Estrutura das RNA responsáveis pela definição das regras de operação

A rede é do tipo *feedforward*, ou seja, o fluxo de informações se dá para frente, da camada de entrada para oculta e da camada oculta para a de saída. A figura 3 mostra a estrutura do modelo de rede neural desse estudo.

Nesse modelo, cada elemento do vetor de entrada está conectado aos neurônios da camada oculta, e cada neurônio da camada oculta está conectado ao elemento de saída. Todo neurônio da camada oculta possui um somatório que coleta os valores das entradas multiplicados pelos pesos de suas conexões mais um limiar, resultando no chamado campo local induzido. Cada campo local induzido é submetido a uma função de ativação para que se torne o valor de entrada do neurônio da camada de saída. O neurônio da camada de saída possui o mesmo esquema dos neurônios da camada oculta e o seu campo local induzido, depois de submetido a uma função de ativação, se torna o valor de saída final da RNA.

Funções de ativação do tipo sigmóide são usadas para os neurônios da camada oculta e uma função linear é utilizada para o neurônio de saída (HAYKIN, 1999).

Calibração

Os dados originais são convenientemente escalonados para melhorar a eficiência na calibração do modelo de RNA. Esse processo consiste em normalizar as entradas e saídas desejadas de forma que tenham média igual a zero e desvio padrão unitário (BEALE; HAGAN; DEMUTH, 2012).

O treinamento da rede neural é do tipo supervisionado, i.e., os exemplos são submetidos à rede e os pesos das conexões e limiares são ajustados através das iterações com base em um sinal de erro produzido pela comparação entre o resultado atual da RNA e a saída desejada. Nesse modelo, o ajuste dos pesos e limiares é realizado pelo algoritmo de retropropagação de erro, o qual tem sido utilizado com sucesso em vários campos da engenharia (BEALE; HAGAN; DEMUTH, 2012; HAYKIN, 1999; SILVA; SPATTI; FLAUZINO, 2010). Nessa aplicação, o algoritmo Levenberg-Marquardt (LM) foi usado para retropropagação. Uma explicação detalhada do algoritmo LM pode ser encontrada em Hagan e Menhaj (1994).

O modelo tem a sua calibração encerrada pelo processo conhecido como *Early Stopping Method* (BEALE; HAGAN; DEMUTH, 2012). Este método divide os dados de calibração em dois subconjuntos: um de treinamento e outro de validação. O subconjunto de treinamento é usado para calcular gradientes e ajustar os pesos e limiares. O subconjunto de validação tem seus erros monitorados para evitar a adaptação extrema dos dados e, conseqüentemente, melhorar o grau de generalização da RNA. O treinamento é parado quando o erro no subconjunto de validação cresce por um certo número de iterações.

Regra de operação padrão

Uma das regras de operação mais simples é a conhecida Política de Operação Linear Padrão, do inglês *Standard Linear Operating Policy* (SLOP). Este modelo de simulação, que está mostrado na figura 4, estabelece que quando a quantidade de água disponível é igual ou menor que a demanda, toda água deve ser liberada para atender a demanda; e quando a água disponível supera a demanda, a demanda é atendida e o excesso de água é acumulado no reser-

vatório até atingir o volume máximo e começar a ter vertimento (LOUCKS; STEDINGER, 1981).

O modelo SLOP é aplicado ao estudo de caso para fins de comparação com as regras geradas pelo modelo OEI-RNA.

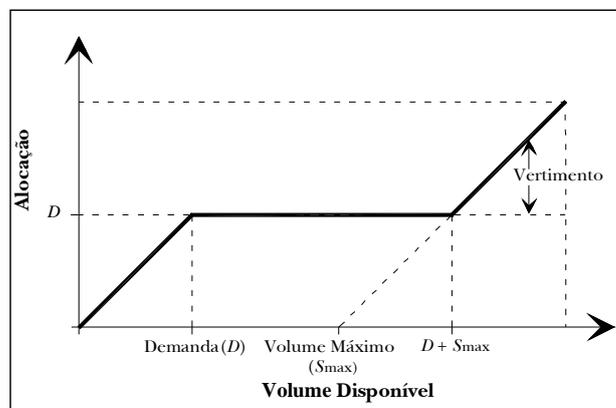


Figura 4 - Política de operação linear padrão

APLICAÇÃO E RESULTADOS

Geração estocástica de vazões

Os dados utilizados nessa pesquisa compreendem valores mensais de vazões observadas nos postos fluviométricos Piancó, Emas e Aguiar entre os anos de 1964 e 1988. Esses dados foram obtidos junto a base de dados HidroWeb da Agência Nacional de Águas (2012) e a partir do trabalho de Câmara (2000). A série de dados utilizada é a soma das vazões correspondentes nos três postos, formando uma única série de vazões. Os fragmentos para essa série de vazões foram calculados conforme a Equação 1.

De acordo com Campos (1996), as vazões anuais de rios intermitentes do nordeste brasileiro são, em geral, serialmente independentes. Portanto, essas séries podem ser diretamente geradas a partir de uma f.d.p. adequada. Celeste, Curi e Curi (2007) utilizou o MF para a mesma bacia hidrográfica desse estudo e obteve bons resultados com a utilização de uma f.d.p. do tipo Gama. Com base no estudo de Celeste, Curi e Curi (2007), optou-se pela geração das vazões anuais a partir de números aleatórios seguindo uma distribuição Gama.

Para testar o MF, 1.000 anos de vazões anuais sintéticas foram geradas e desagregadas em vazões mensais pela multiplicação dos fragmentos correspondentes. As figuras 5 e 6 mostram um comparativo entre as estatísticas mensais (média e desvio

padrão) dos valores sintéticos gerados pelo MF com as das vazões históricas.

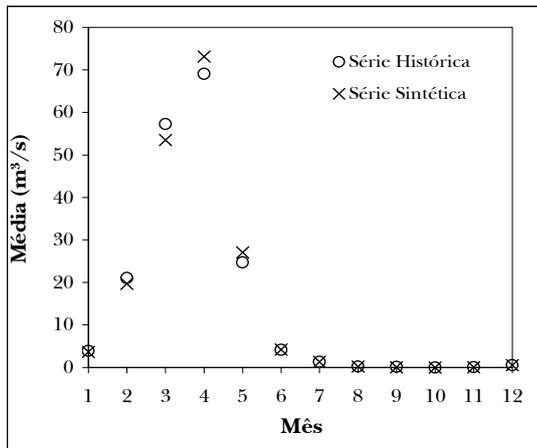


Figura 5 - Comparação entre as médias mensais da série sintética obtida pelo MF com as da série histórica

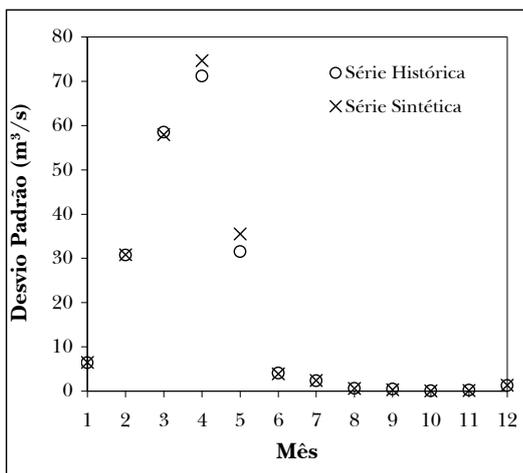


Figura 6 - Comparação entre os desvios padrão mensais da série sintética obtida pelo MF com os da série histórica

Os resultados mostram que os valores das estatísticas da série obtida com o MF são muito próximos das estatísticas dos dados observados, indicando que esse método apresenta ótimo potencial para simulação estocástica de vazões mensais em regiões semiáridas.

Regras operacionais OEI-RNA

As regras operacionais OEI-RNA, ou simplesmente modelo OEI-RNA, foram aplicadas para operação de um reservatório equivalente que repre-

sentou o sistema de reservatórios Coremas - Mãe d'Água, localizado no sertão paraibano.

Para computação da evaporação, considerou-se a área média do espelho d'água do reservatório no mês t multiplicada pela lâmina de evaporação corrigida em t . A correção das lâminas mensais de evaporação se deu pela multiplicação dos valores apresentados na tabela 1 por um fator igual a 0,8. Na prática, um fator de correção entre 0,6 e 0,8 relaciona a evaporação no Tanque Classe A com a evaporação na superfície de um reservatório (TUCCI; BELTRAME, 2012).

Os valores de demanda foram baseados nas vazões máximas disponíveis para o Sistema Curema - Açu, que estão estabelecidas na Resolução nº 687/2004 da Agência Nacional de Águas (2004). Nesse estudo, a demanda hídrica é definida como o somatório das vazões máximas disponíveis para o estado da Paraíba com a vazão mínima requerida no Rio Piranhas na divisa dos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte, totalizando 7,9 m³/s.

Os volumes mínimo e máximo do reservatório equivalente foram ajustados para 46,80 hm³ e 1.358,70 hm³, respectivamente. O volume inicial foi assumido como sendo igual ao volume máximo.

O modelo de OEI foi aplicado para $M = 50$ sequências de $N = 2448$ meses (204 anos) de vazões afluentes ao reservatório, que foram geradas pelo MF. Os primeiros e últimos dois anos de cada sequência foram eliminados para evitar problemas com condições de contorno. Esse processo produziu um total de 120.000 meses (50 sequências de 200 anos) de alocações ótimas.

Tabela 2 - Correlações entre alocações observadas e calculadas pelas RNA mensais

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun
Calibração	0,63	0,64	0,62	0,65	0,63	0,66
Teste	0,61	0,63	0,62	0,64	0,62	0,65
	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Calibração	0,66	0,67	0,63	0,64	0,64	0,67
Teste	0,64	0,66	0,65	0,66	0,65	0,69

Os dados ótimos de volume inicial, vazão afluente e alocação para os meses de janeiro a dezembro foram agrupados e utilizados para modelagem de 12 RNA, uma para cada mês do ano. As RNA foram calibradas utilizando-se 85% dos dados (70% para treinamento e 15% para validação) e testadas com os 15% restantes. Os melhores resultados foram

obtidos com 25 neurônios ($NE = 25$) na camada oculta para todas as RNA. A tabela 2 apresenta as correlações entre alocações observadas e calculadas pelas RNA para os períodos de calibração e teste.

As correlações, tanto para os dados de calibração quanto para os de teste, foram acima de 0,60 para todas as RNA. Esse resultado mostra que as redes neurais mapearam satisfatoriamente os dados de entrada e saída, tendo em vista a complexidade da relação entre as variáveis envolvidas.

Tabela 3 - Índices de vulnerabilidade para todos os modelos

	Modelo Determinístico	SLOP	Modelo OEI-RNA
S#1	0,76	5,16	1,15
S#2	0,98	5,10	1,46
S#3	1,19	6,28	1,68
S#4	0,00	0,00	0,11
S#5	10,24	21,74	14,88
S#6	0,00	0,00	0,07
S#7	0,00	0,00	0,08
S#8	0,48	4,63	1,39
S#9	0,68	4,02	1,60
S#10	4,15	13,98	6,89

Para verificar o desempenho do modelo OEI-RNA, as regras operacionais foram aplicadas e avaliadas para 10 novas sequências com 25 anos de aflúncias mensais geradas pelo MF. Resultados obtidos com o modelo de otimização determinístico e com o SLOP foram utilizados para fins de comparação. Para essa análise, os primeiros e últimos dois anos das sequências também foram eliminados. Os primeiros anos são suprimidos para reduzir a influência da escolha do volume inicial do reservatório nos resultados dos modelos. Os últimos anos são eliminados por representarem o fim do horizonte de operação e, portanto, induzem o modelo determinístico ao uso de toda reserva de água disponível uma vez que não considera as demandas para os meses subsequentes. A tabela 3 apresenta os resultados de um índice de vulnerabilidade, assumido como sendo igual à função-objetivo mostrada na Equação 2, para todos os modelos avaliados. O índice de vulnerabilidade representa a magnitude das falhas ao atendimento das demandas considerando todo o horizonte de operação N . Em cada mês t , a

vulnerabilidade calculada varia entre 0 e 1, com o valor 0 indicando o atendimento total a demanda e o valor 1 retratando que nenhuma alocação foi disponibilizada. Como resultado, o índice de vulnerabilidade, ou somatório das vulnerabilidades de $t = 1$ até o final do horizonte de operação N , pode assumir valores entre 0 e N . Quanto menor o valor do índice de vulnerabilidade, menos vulnerável será considerada a regra de operação avaliada para o sistema hídrico.

Uma investigação dos resultados apresentados na Tabela 3 mostra que as regras do modelo OEI-RNA foram menos vulneráveis que o SLOP para a maioria das simulações, com exceção das simulações S#4, S#6 e S#7, situações em que sempre houve disponibilidade de água ao longo do horizonte de operação. Este resultado era esperado, uma vez que o modelo OEI-RNA tenta diminuir as alocações antes dos períodos secos e, diferente do SLOP, não libera toda a água disponível sempre que possível. Vale ressaltar que a vulnerabilidade do modelo OEI-RNA para esses casos foi muito pequena em relação às demais simulações. O modelo determinístico apresentou os melhores resultados porque fornece valores “ideais” de alocações uma vez que conhece as aflúncias para todo o horizonte de operação. Portanto, esse modelo possui melhores meios para derivar regras operacionais superiores.

As figuras 7, 8 e 9 mostram resultados de alocações obtidas por todos os modelos entre o terceiro e o vigésimo terceiro ano dentro da série de 25 anos para a simulação S#1. A correlação com respeito às alocações entre os resultados obtidos pelo modelo OEI-RNA e o modelo determinístico para simulação S#1 foi de 0,78. A correlação do SLOP com o modelo determinístico foi de apenas 0,40. Comparando os resultados do modelo OEI-RNA com o SLOP, pode-se notar que o modelo OEI-RNA tenta mitigar os déficits concentrados que acontecem com o SLOP pela redução das alocações antes dos períodos secos de forma a diminuir a magnitude destes déficits e, conseqüentemente, a vulnerabilidade do sistema. Análises das figuras 7 e 9 mostram que o modelo OEI-RNA tenta alocar água de maneira similar à operação com o modelo sob previsão perfeita. Estes resultados indicam que as regras derivadas são satisfatórias, uma vez que o modelo OEI-RNA tem informações apenas sobre o volume inicial e de vazão aflúente para o mês corrente, enquanto o modelo determinístico tem conhecimento de vazões para todo o horizonte de operação.

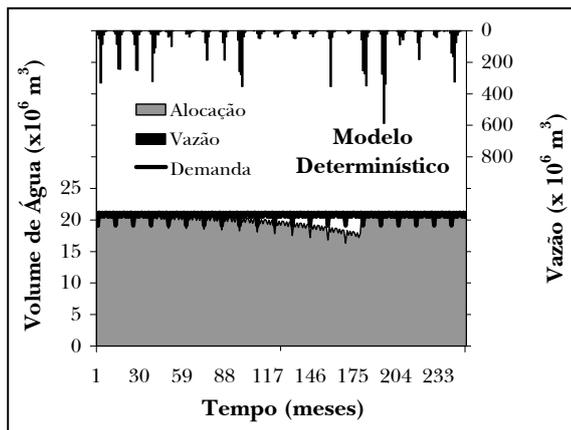


Figura 7 - Alocações de água com o modelo determinístico

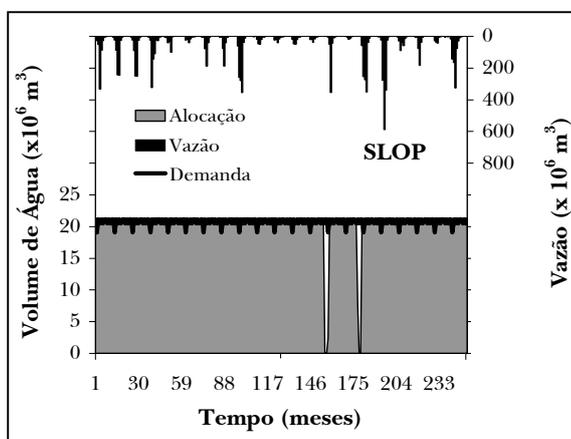


Figura 8 - Alocações de água com o SLOP

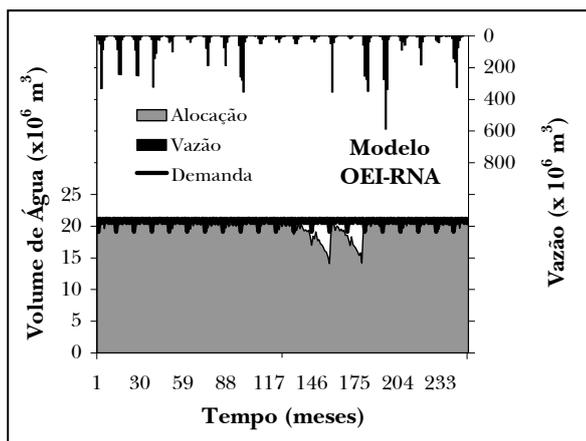


Figura 9 - Alocações de água com as regras operacionais OEI - RNA

CONCLUSÃO

Esse estudo formulou e aplicou regras operacionais mensais baseadas em Otimização Estocástica Implícita (OEI) e Redes Neurais Artificiais (RNA) para os reservatórios interligados Coremas - Mãe d'Água.

As regras operacionais OEI-RNA foram aplicadas para operar o sistema considerando-se 10 cenários mensais sintéticos e foram avaliadas segundo um critério de vulnerabilidade. Os resultados das regras OEI-RNA foram superiores aos encontrados pela política de operação padrão e equivalentes aos obtidos por um modelo determinístico sob previsão perfeita de vazões afluentes.

O modelo determinístico apresentou os melhores resultados, porém, necessita conhecer todo o horizonte de operação, o que o torna impraticável para operação em tempo real. Por outro lado, as regras operacionais OEI-RNA se mostraram as mais adequadas, uma vez que apresentaram resultados semelhantes aos do modelo determinístico e necessitam de informações apenas sobre o volume inicial e vazão afluente para o mês corrente. Sendo assim, espera-se que estas regras possam servir como suporte na tomada de decisão para operação mensal de reservatórios em regiões semiáridas.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq (Processo n.º 475778/2010-3). Os autores também agradecem a Artur Moisés Gonçalves Lourenço pela ajuda na confecção das figuras.

REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br>. Acesso em: 27 maio 2012.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. *Resolução n. 687, de 03 de dezembro de 2004*. Dispõe sobre o Marco Regulatório para a gestão do Sistema Curema-Açu e estabelece parâmetros e condições para a emissão

- de outorga preventiva e de direito de uso de recursos hídricos e declaração de uso insignificante. [S.l.]: ANA, 2004.
- ARAÚJO, J. K.; CAMPOS, J. N. B. Utilização do método dos fragmentos no estudo da disponibilidade hídrica de açudes no semi-árido. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 9., 1991, Rio de Janeiro. *Anais...* Porto Alegre: ABRH, 1991. v. 1. p. 467-474.
- BEALE, M.; HAGAN, M.; DEMUTH H. *Neural network toolbox 7.0.3: user's guide*. Natick, USA: The MathWorks, 2012. 404 p.
- CÂMARA, E. P. *Otimização da água do reservatório Coremas/Mãe d'Água para múltiplos usos*. 2000. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.
- CAMPOS, J. N. B. *Dimensionamento de Reservatórios: o método do diagrama triangular de regularização*. Fortaleza: Edições UFC, 1996.
- CELESTE, A. B.; CURI, W. F.; CURI, R. C. Análise de métodos para geração sintética de vazões. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 17., 2007, São Paulo. *Anais...* Porto Alegre: ABRH, 2007. p. 1-18,
- CELESTE, A. B.; CURI, W. F.; CURI, R. C. Implicit stochastic optimization for deriving reservoir operating rules in semiarid Brazil. *Pesquisa Operacional*, v. 29, n. 1, p. 223-234, 2009.
- CELESTE, A. B.; SUZUKI, K.; KADOTA, A.; SANTOS, V. S. Derivation of reservoir operating rules by implicit stochastic optimization. *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, v. 49, n. 2, p. 1111-1116, 2005.
- FARIAS, C. A. S. *Derivation of hedging rules and forecasts by artificial neural networks for optimal real-time management of an integrated water resources system*. 2009. 127 f. Thesis (Doctoral) - Ehime University, Matsuyama, Japão, 2009.
- FARIAS, C. A. S.; CELESTE, A. B.; SAKATA, Y.; KADOTA, A.; SUSUKI, K. Use of Monte Carlo optimization and artificial neural networks for deriving reservoir operating rules, *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, v. 50, n. 1, p. 25-30, 2006.
- HAGAN, M. T.; MENHAJ M. B. Training feedforward networks with the Marquardt algorithm. *IEEE Transactions on Neural Networks*, v. 5, n. 6, p. 989-993, 1994.
- HAYKIN S. *Neural networks: a comprehensive foundation*. 2nd ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 1999.
- LIMA, C. A. G. *Análise e sugestões para diretrizes de uso das disponibilidades hídricas superficiais da bacia hidrográfica do Rio Piancó, situada no Estado da Paraíba*. 2004. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, PB, 2004.
- LOUCKS, D. P. Sustainable water resources management. *Water International, IWRA*, v. 25, n. 1, p. 3-10, 2000.
- LOUCKS, D. P.; STEDINGER, J. R.; HAITH, D. A. *Water resources systems planning and analysis*. Englewood Cliffs, USA: Prentice Hall, 1981.
- SILVA, I. N.; SPATTI, D. H.; FLAUZINO R. A. *Redes neurais artificiais para engenharia e ciências aplicadas*. São Paulo: Artliber, 2010.
- SCIENTEC. Associação para Desenvolvimento da Ciência e Tecnologia. *Plano Diretor de Recursos Hídricos da Paraíba: Bacias do Piancó e do Alto Piranhas*. [S.l.]: SEPLAN, 1997.
- SVANIDZE, G. G. *Mathematical Modeling of Hydrologic Series: for Hydroelectric and Water Resources Computations*. Fort Collins, Colorado: Water Resources Publications, 1980.
- TUCCI, C. E. M.; BELTRAME, L. F. S.: Evaporação e evapotranspiração. In: TUCCI, C. E. M. (Org.). *Hidrologia: Ciência e aplicação*. 4. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2012. p. 253-288.
- VAJPEYI, D. K. *Water resource management: a comparative perspective*. USA: Praeger Publishers, 1998.
- WILLIS, R.; FINNEY, B. A.; CHU, W.-S. Monte Carlo optimization for reservoir operation. *Water Resources Research*, v. 20, n. 9, p. 1177-1182, 1984.
- YOUNG JR, G. K. Finding reservoir operating rules. *Journal of the Hydraulic Division*, v. 93, n. HY6, p. 297-321, 1967.

Implicit Stochastic Optimization And Artificial Neural Networks To Support The Monthly Operation Of Coremas - Mãe d'Água Reservoirs

ABSTRACT

This paper presents monthly operating rules based on Implicit Stochastic Optimization (ISO) and Artificial Neural Networks (ANN) for the operation of a system of reservoirs in the backlands of Paraíba, Brazil. This water system is located in the Northeast of Brazil, a semiarid region that undergoes periodical water scarcity. The ISO technique consists of optimizing the system operation using a set of possible scenarios as input and then utilizing the optimal outcomes in order to construct reservoir operating rules. In this study, ANN were used for relating reservoir releases to initial storage and current inflows. The synthetic scenarios of reservoir inflows were generated by the Fragment Method (FM). The results obtained by the FM indicate that this approach has a potential for the stochastic simulation of monthly flows in semiarid regions. The monthly operating rules obtained by the ISO-ANN model were applied to the operation of Coremas - Mãe d'Água reservoirs under new scenarios of inflows and a vulnerability index was used to analyze the results. The outcomes suggest that the ISO-ANN model is superior to the standard rules of operation and similar to the application of a determinist model with the knowledge of inflows for the entire operating horizon. As a consequence, this model may support the decision-making process for monthly operation of reservoirs in semiarid regions.

Keywords: *reservoir operation, artificial neural networks, implicit stochastic optimization.*

Uso da Água na Geração de Energia Geotérmica no Brasil a partir de Modelo de Aproximação para o Transporte de Calor

José Anderson do Nascimento Batista¹, Sueli Yoshinaga Pereira², José Ricardo Pelaquim Mendes³,
Mário Nascimento Souza Filho²

nbatista@fec.unicamp.br; joseandersonbatista@gmail.com; suelyos@ige.unicamp.br;
jricardo@fem.unicamp.br; mnsf0301@terra.com.br

Recebido: 04/07/12 - revisado: 17/08/12 - aceito: 08/07/13

RESUMO

A geração hidroelétrica é a modalidade preponderante na matriz de geração do setor elétrico brasileiro. Diversos fatores tem contribuído para a abertura do setor a outras modalidades de geração consideradas atualmente como alternativas. A geração geotérmica tem sido alvo de pesquisa científica e tecnológica em todo mundo com respeito à aplicabilidade dos sistemas de reservatórios melhorados (sigla do idioma original, EGS) que visam ao aproveitamento de calor no interior de plataformas continentais. Esta tecnologia consiste em realizar injeção de água a temperatura ambiente em rocha seca do manto terrestre e posterior extração com vazão e temperatura suficiente para produzir eletricidade em turbinas de vapor. Este trabalho tem como objetivo levantar as demandas de água introduzidas por esses sistemas, particularmente vazões necessárias para o funcionamento de um tipo de usina por ciclo orgânico Rankine. Para isto, foram levantados dados de litologia, profundidade e temperatura em poços tamponados da indústria petrolífera. Três reservatórios identificados como os de maior fluxo geotérmico do Brasil foram considerados. Para a estimativa de transferência de calor induzida nesses reservatórios, foi elaborado um modelo de aproximação permitindo-se abstrair o elenco mínimo de parâmetros e variáveis intervenientes na vazão de água. As temperaturas obtidas dentro do limite de profundidade de 10 km, atualmente adotado pelos sistemas EGS, são suficientes para a geração de potências superiores a 1,0 MWe. As estimativas de consumo de água por unidade de potência para reposição de perdas por evaporação e por deterioração da qualidade da água no caso brasileiro, embora superiores aos da experiência internacional atual, ainda são pequenas se comparadas a outras modalidades de geração térmica.

Palavras-chaves: águas subterrâneas, geração elétrica, energia geotérmica, modelos de aproximação.

INTRODUÇÃO

O Brasil possui condições favoráveis à instalação de usinas hidroelétricas: boas condições hidrográficas e geológicas, além de demanda crescente e baixa densidade populacional. Por outro lado, segundo a resseguradora Munich Resseguros (MR, 2009) a modalidade hidroelétrica tem enfrentado riscos políticos crescentes (conflitos entre formas de uso e preservação do ambiente) bem como riscos de construção (baixa densidade de dados hidrológicos e geotécnicos que levam ao superdimensionamento das obras). De acordo com a MR (2009) a geração geotérmica figura entre

aquelas modalidades de fontes renováveis como a de maior custo específico, porém com menor vulnerabilidade a fatores naturais e a fatores originários de fontes primárias. No Brasil as fontes geotérmicas, também conhecidas como fontes termais, são utilizadas atualmente apenas para uso direto em empreendimentos industriais, de saúde e de lazer. Segundo a Associação Geotérmica Internacional¹ a potência consumida a partir de fontes geotérmicas no Brasil é de 360,1 MWt a 4.800 litros/s no total. Fontes geotérmicas com potencial suficiente para a geração de eletricidade são encontradas tipicamente a profundidades acima de 1.000m. Muitas vezes é necessário estender a perfuração a profundidades de 4.000 a 10.000m para obter-se uma temperatura desejável seguindo o gradiente geotérmico.

¹ Faculdade de Engenharia Civil, Arquitetura e Urbanismo/Unicamp

² Instituto de Geociências/Unicamp

³ Faculdade de Engenharia Mecânica/Unicamp

¹ Informação disponível em 02 de julho de 2012 no URL www.geothermal-energy.org

A avaliação do potencial energético de um reservatório geotérmico é feita de forma indireta, por meio de levantamentos de temperatura e de propriedades térmicas das rochas e dos fluidos e posterior análise com equações de transporte. Segundo Zhang et al. (2011) uma vez que a aplicação de métodos computacionais numéricos exige a representação do meio de forma discretizada e fechada, sua solução em reservatórios geotérmicos é fortemente ligada à concepção geométrica do modelo. Em casos de escassez de dados da distribuição geológica, modelos de funções analíticas aproximadas são constantemente utilizados como a melhor alternativa.

Este trabalho apresenta um estudo para a estimativa de vazão circulada e consumida bem como de profundidades mínimas de perfuração para a determinação da potência térmica fornecida pela fonte geotérmica a partir do desenvolvimento de um modelo de aproximação. O modelo utiliza formulação aproximada de modo que são permitidas as simplificações necessárias sobre a caracterização do meio físico para serem postas discussões iniciais sobre o comportamento dos reservatórios brasileiros submetidos ao funcionamento de sistemas de reservatórios melhorados (EGS) de modo a permitir a avaliação preliminar de três sítios identificados como aqueles de maior fluxo geotérmico no Brasil.

Usinas termelétricas e usinas geotérmicas

Uma usina termelétrica (UTE), diferentemente das usinas hidroelétricas (UHE) que turbinam a vazão natural das bacias hidrográficas, é uma usina de geração elétrica na qual é turbinado vapor de água, que é produzido artificialmente por fontes diversas de energia para a ebulição (Figura 1, Tabela 1). As UTE são também consideradas modalidades de geração difusa, pois, diferentemente das UHE, permitem reduzir a distância até os centros de carga. Depois de passar pelas turbinas de alta e baixa pressão, o vapor de água é condensado mediante resfriamento com água do ambiente e reciclado para a caldeira, onde o ciclo se reinicia com a ebulição. Este ciclo termodinâmico produzido geralmente com água de alta qualidade sanitária é conhecido como ciclo de Rankine.

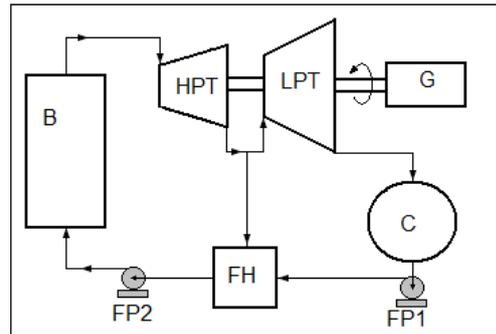


Figura 1 - Diagrama simplificado do ciclo Rankine convencional (Adaptado de Wikipedia)

Tabela 1 - Componentes do ciclo Rankine Convencional

Símbolo	Legenda
B	Evaporador
C	Condensador
FH	Caldeira
FP1	Bomba de água fria
FP2	Bomba de água quente
G	Gerador
HPT	Turbina de alta pressão
LPT	Turbina de baixa pressão

Em uma usina geotérmica não há caldeira. Se o fluido geotérmico não gerar vapor de alta qualidade, um fluido orgânico é adotado e aquecido junto ao fluido geotérmico diretamente no evaporador (Figura 2, Tabela 2). O fluido geotérmico é reciclado para a fonte geotérmica. A energia cinética produzida pela vaporização do fluido de trabalho é aproveitada mediante turbina de vapor orgânico e reciclado mediante o uso de um condensador. Este ciclo é conhecido como ciclo orgânico de Rankine. A troca no evaporador é antecipada apenas por um pré-aquecedor, para uma segunda troca térmica do fluido geotérmico com o fluido de trabalho. A água de resfriamento, por sua vez, tem origem no ambiente e após o condensador é reciclada mediante a torre de resfriamento. O resfriamento de água provoca perda sistemática de água por evaporação. O consumo de água para reposição dessas perdas é que constitui-se na demanda hídrica operacional de uma planta geotérmica. Este consumo equivale a 1,5% do praticado em uma UTE (Figura 3).

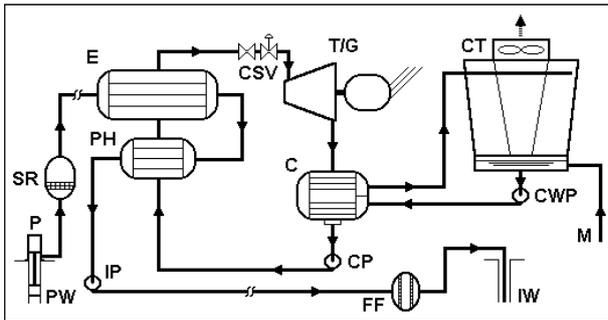


Figura 2 - Diagrama simplificado do ciclo Rankine Orgânico. (Fonte: DiPippo, 2008)

Tabela 2: Abreviaturas usadas nos diagramas de fluxo

Símbolo	Legenda
C	Condensador (fluido orgânico)
CP	Bomba de condensado (fluido orgânico)
CSV	Válvulas de controle e interrupção (fluido orgânico)
CT	Torre de resfriamento (água ambiente)
CWP	Bomba de água de resfriamento (água ambiente)
E	Evaporador (fluido orgânico)
FF	Filtro final (fluido geotérmico)
IP	Bomba de injeção (fluido geotérmico)
IW	Poços de injeção (fluido geotérmico)
M	Água do ambiente
P	Bomba de poço (fluido geotérmico)
PH	Pré-aquecedor (fluido orgânico)
PW	Poços de produção (fluido geotérmico)
SR	Removedor de areia (fluido geotérmico)
T/G	Turbina/gerador (vapor orgânico)

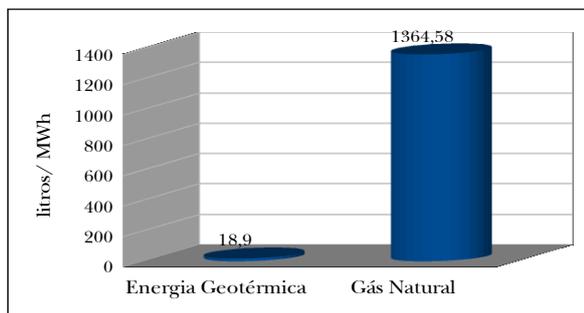


Figura 3 - Consumo de água em litros por trabalho produzido em MWh na operação de uma planta de energia geotérmica e na de uma de gás natural (Fonte: Adaptado de GEA, 2007)

Características hidrológicas de usinas geotérmicas

As modalidades convencionais de geração geotérmica são aquelas que exploram o vapor de água diretamente encontrado na rocha (vapor direto) e aquelas que exploram água suficientemente quente na rocha (hidrotérmicas de alta entalpia). Na usinas geotérmicas convencionais, a água é convertida em vapor que movimentava o conjunto turbo-gerador. Nessas usinas, são realizados também usos adicionais de água para diluição de sólidos dissolvidos e resfriamento da água residuária. As usinas hidrotérmicas de baixa entalpia e as usinas de sistemas de reservatórios melhorados (sigla do idioma original, EGS) também chamadas de petrotermais são consideradas não convencionais. Diferentemente do modo com que é gerado vapor nos aproveitamentos geotérmicos convencionais, assim como nos de fontes térmicas de modo geral, uma usina geotérmica não convencional não turbinava vapor de água, permitindo manter a qualidade da água em padrões menos exigentes que o de potabilidade.

Os sistemas não convencionais de geração geotérmica produzem energia por intermédio da troca de calor entre a água que circula pelo reservatório em circuito fechado como fluido geotérmico (água) e um segundo fluido de trabalho circulante com ponto de ebulição inferior ao da água também em circuito fechado, cujo vapor é responsável por girar as turbinas. As usinas hidrotérmicas de baixa entalpia utilizam ciclo binário com águas termais naturais de temperaturas abaixo do ponto de ebulição e fluido orgânico secundário com ponto de ebulição abaixo da temperatura encontrada na água. Entretanto, esta atividade apresenta-se viável apenas em locais com temperaturas ambientes inferiores a 10°C.

No Brasil, pesquisas hidrogeológicas encontram águas a temperaturas máximas de 70°C (HAMZA et al. 2010) com temperaturas médias ambientes superiores a 20°C e por isso o potencial para o aproveitamento hidrotérmico não é verificado. As usinas por EGS realizam a geração elétrica pela injeção artificial de água doce em rochas abaixo da crosta terrestre mediante a abertura de fraturas induzidas a profundidades com temperaturas elevadas porém inicialmente livres de água (TESTER et al., 2006). Perfurações tem sido praticadas até profundidades onde são encontradas rochas a mais de 180°C para transferir calor suficiente à superfície para a geração elétrica pela circulação de água (ZHANG et al., 2011). A

atividade de geração geotérmica por sistemas EGS realiza o uso da água na implantação e na operação da usina. O uso da água na implantação da usina é feito basicamente para realizar o fraturamento do reservatório geotérmico (Tabela 3).

Tabela 3 - Uso de Água por Atividade para Fraturamento Hidráulico de Um Poço (Fonte: USDOE, 2010)

Atividade	Vazão de água (l/s)	Volume (m ³)	Período (dias)
Testes iniciais	5,0 a 7,0	400 a 600	1,0
Fraturamento	30,0 a 70,0	13.000 a 58.000	1,0 a 6,4
Pós-fraturamento	7,0 a 50,0	7.200	2,5
Teste de Circulação curto	20,0	2.600 a 3.600	21,0
Teste de circulação longo	50,0 a 100,0	4.000 a 13.000	21,0

Segundo o Ministério de Energia dos Estados Unidos (sigla do idioma original, USDOE) na operação de usina do tipo EGS, a água tem deixado de ser utilizada para resfriamento, dando lugar ao resfriamento a ar devido às condições de temperatura ambiente serem favoráveis a esta prática nas localidades das usinas no país (USDOE, 2010). Não obstante a isto, o resfriamento da água no processo de geração da usina introduz uma perda por evaporação que é repostada. A vazão total de água circulante em uma planta depende basicamente da vazão de água produzida pelos poços da usina e a quantidade de poços produtores dessa usina. Em todo o mundo as usinas EGS tem sido testadas e recentemente também empregadas comercialmente. A Austrália possui atualmente a segunda maior potência instalada no mundo, porém seu curto período de experiência ainda não permitem estatísticas de uso de água. De acordo com séries históricas da Divisão de Óleo, Gás e Recursos Geotérmicos do Estado da Califórnia, nos Estados Unidos, uma produção típica representa uma vazão não consuntiva de água em massa entre 15,0 e 20,0 kg/s por megawatt de eletricidade produzido (MWe), porém ciclos termodinâmicos de geração mais eficientes (e.g. Ciclo Kalina) praticam vazões menores, entre 4,0 e 7,5 kg/s. Na Tabela 4

apresenta-se o uso consuntivo de água de acordo com a necessidade de reposição das perdas e da qualidade da água circulante. Nas usinas levantadas pelo USDOE não é considerado uso de água para resfriamento pois o resfriamento dessas usinas é feito a ar. Nota-se que a relação do consumo com a potência gerada é igual para os dois níveis de potência encontrados nos EUA, de acordo com o USDOE (2010).

Tabela 4 - Consumo Médio de Águas para Duas Potências de Usinas EGS (Fonte: USDOE, 2010)

Cenários	Consumo médio diário	
	litros/kWh	litros/dia
20 MWe	1,1 – 2,72	526 a 1.306
50 MWe	1,1 – 2,72	1.315 a 3.265

Devido à diferença de temperatura entre a fonte geotérmica e a atmosfera nos EUA utiliza-se os ciclos termodinâmicos mais eficientes tanto de geração (ciclo Kalina) quanto de refrigeração a ar. Por isso, alternativamente ao estudo do USDOE, utilizou-se do estudo da Comissão Nacional de Água (sigla do idioma original, NWC) australiana que estima que o volume de água consumida corresponde à vazão de circulação geotérmica na usina, considerando que o volume consumido corresponde a 1,0% da vazão circulada no reservatório geotérmico (NWC, 2012).

Modelo Conceitual

Durante estudos de áreas alvos para instalação de usinas, a pesquisa geológica necessita do uso de técnicas de análise de dados para a interpretação dos resultados. As análises devem responder rapidamente sobre quais as perspectivas de aproveitamento do sítio para a aplicação. As informações geralmente utilizadas na avaliação do sítio como área alvo incluem 1) nomeação de formações geológicas de atividade recente, 2) levantamento de poços penetrantes nas formações de interesse e 3) extrapolação do gradiente geotérmico até uma temperatura mínima viável. Aquela temperatura considerada viável geralmente é determinada de acordo com a tecnologia empregada na planta geradora. Por outro lado, a temperatura encontrada na rocha seca não pode ser

transferida completamente para a água em circulação.

A transferência de temperatura da rocha para a água é determinada em função das propriedades térmicas e hidráulicas do fluido bem como das propriedades térmicas e hidráulicas da rocha. As propriedades térmicas e hidráulicas do fluido são: calor específico ($c = 4.184 \text{ J/}^\circ\text{C}\cdot\text{kg}$) e massa específica ($\rho = 1.000 \text{ kg/m}^3$). O escoamento de água em fraturas de rochas é obtido em regime turbulento dependendo da espessura e da velocidade do escoamento. Esta condição é favorável à transferência de calor pois interfere na condutividade térmica do fluido pois soma a sua condutividade térmica molecular de $0,594 \text{ W/m}\cdot^\circ\text{C}$ (a 20°C) uma componente de condutividade térmica turbulenta numerosas vezes superior à condutividade térmica molecular. Portanto, condutividade térmica molecular da água foi considerada desprezível em relação à condutividade turbulenta e conseqüentemente um valor muito superior ao da condutividade térmica das rochas (entre $1,2$ a $3,98 \text{ W/m}\cdot^\circ\text{C}$). Isto representa uma condição de transferência instantânea de calor, mas não da temperatura, da rocha para a água. A transferência de calor da rocha para o fluido em sistemas EGS ao longo do percurso fraturado entre poços de injeção e poços de produção de forma que é favorecida pelo maior tempo de contato. O aumento da distância favorece o aumento da vazão de produção. A superfície de propagação das fraturas na rocha define a superfície de contato entre a rocha e o fluido de transferência favorecendo a troca de calor. Por outro lado, aumento de percurso e de área de contato aumentam a resistência ao escoamento e a necessidade de consumo de energia e custo para a circulação da vazão desejada. Entretanto, a permeabilidade da rocha, como propriedade que expressa sua resistência hidráulica, determina apenas a energia (gradiente piezométrica) necessária para o transporte da vazão, não participando das grandezas intervenientes na determinação da vazão necessária. Assim, são consideradas apenas as seguintes propriedades geométricas do meio: condutividade térmica da rocha (λ em $\text{W/m}\cdot^\circ\text{C}$), distância entre os poços (L em m), área de contato entre o fluido e a rocha (A em m^2). As variáveis de operação são: vazão de produção em massa (em kg/s), temperatura de injeção do fluido (T_1 em $^\circ\text{C}$), temperatura da rocha (T_{amb} em $^\circ\text{C}$), temperatura de saída do fluido (T_2 em $^\circ\text{C}$).

Considerando-se que a variação de energia interna total da água é dada apenas pela variação de temperatura, despreza-se a variação de energia interna do fluido devido a variação de pressão ao longo da fratura. Pela definição de quantidade de calor fornecida ao corpo, tem-se que Q em Joules (J) é expresso por:

$$Q = c\rho V\Delta T \tag{1}$$

Sendo c o calor específico do fluido em $\text{J}/(^\circ\text{C}\cdot\text{kg})$, ρV o produto da massa específica do fluido (ρ em kg/m^3) pelo seu volume (V em m^3), que dá a massa de água em kg e ΔT a diferença de temperatura sofrida pela água em $^\circ\text{C}$. Considera-se que a circulação da água injetada na rocha ocorra em uma região bem definida da rocha e as trocas de calor ocorrem entre o exterior e o interior dessa região através da área de contato.

Considerando-se que o fluxo de calor da rocha para a água ocorre por condução e seja dado pela taxa de fornecimento de calor por unidade de

área e de tempo, $q = \frac{Q}{\Delta t A}$, sendo Δt o intervalo de tempo em seg. do contato do corpo com a fonte e A a área de contato (m^2), tem-se, utilizando-se (1), que:

$$q = \frac{c\rho V\Delta T}{\Delta t A} \tag{2}$$

Considerando-se o volume de água escoado pelas fraturas com massa ρV durante um tempo de trânsito Δt igual ao tempo de contato,

define-se a vazão de água em massa por $\dot{M} = \frac{\rho V}{\Delta t}$, (sendo \dot{M} dado em kg/s). Assim, invertendo-se (2) para a diferença de temperatura, ΔT , tem-se:

$$\Delta T = \frac{qA}{c\dot{M}} \tag{3}$$

Modelo Matemático de Aproximação

O fluxo de calor induzido pelo escoamento entre os poços (Figura 4a) foi equacionado através de uma envoltória cilíndrica imaginária de raio r constante, distribuída ao longo da direção longitudinal, x . A envoltória cilíndrica abrange o fraturamento hidráulico que possui largura média dada igual a B , independentemente da geometria das fraturas, com um raio tal que $r > B/2$ (Figura 4b).

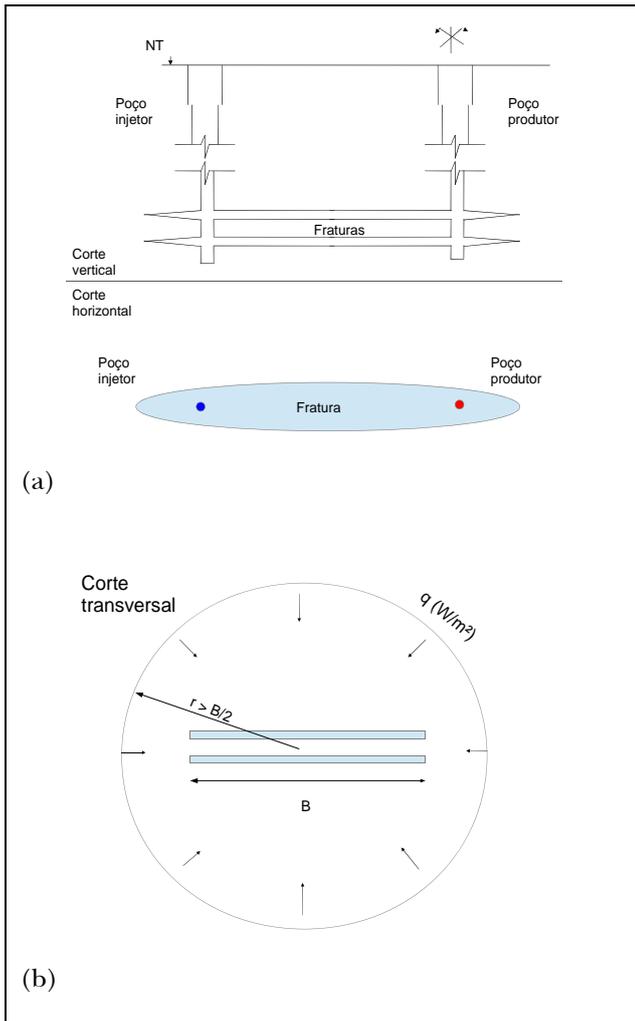


Figura 4 - Cortes esquemáticos para o modelo conceitual de fluxo de calor induzido na rocha: a) cortes longitudinais (vertical e horizontal) e b) corte transversal

Considerando-se, ainda, que o fluxo de calor (q) é constante em um trecho curto o suficiente (Δx) e a diferença de temperatura

aplicada às extremidades do percurso, $\Delta T = T_2 - T_1$, com T_2 para a temperatura da água que sai da rocha em °C e T_1 para a temperatura da água injetada na rocha, em °C, tem-se:

$$T_2 = T_1 + \frac{q 2\pi r \Delta x}{c \dot{M}} \tag{4}$$

A expressão (4) reúne os fatores intervenientes no processo de transferência de calor de reservatórios petrotermais e demonstra que a diferença de temperatura é diretamente proporcional à distância entre os poços (Δx em m) e inversamente proporcional ao volume injetado com taxa em massa \dot{M} .

Considerando-se um pequeno trecho do circuito hidráulico $\Delta x \rightarrow 0$ em que a diferença de temperatura da água aproxime-se de zero ($\Delta T \rightarrow 0$), tem-se:

$$\frac{dT}{dx} = \frac{2\pi r}{c \dot{M}} q(x) \tag{5}$$

A expressão (5) requer uma aproximação da distribuição longitudinal de fluxo de calor (q) ao longo do percurso entre poços. Sabendo-se que a distribuição de calor ao longo deste circuito advectivo-difusivo é decrescente, pois a diferença de temperatura do fluido em relação à rocha circundante sofre redução ao longo do percurso, uma aproximação é obtida assumindo-se que a distribuição do acréscimo de calor (q) no percurso segue aproximadamente uma distribuição linear (CARSLAW e JAEGER, 1959). Assim, escrevendo-se

$$q(x) = -ax + b, \tag{6}$$

então resolve-se (5) para T_x :

$$T_x - T_1 = -\frac{2\pi r}{c \dot{M}} \left(\frac{ax^2}{2} - bx \right) \tag{7}$$

com a distribuição de calor distribuída linearmente entre os poços, a distribuição de temperaturas, torna-se aproximada por uma parábola convexa.

Os coeficientes a e b são determinados pela vazão de injeção e pela condutividade térmica da rocha.

Considerando-se o fluxo de calor descrito pela lei de Fourier na forma de:

$$\bar{q} = -\lambda \frac{\Delta T}{\Delta r} \quad (8)$$

sendo ΔT a diferença de temperatura entre dois pontos distantes de Δr dentro do campo de influência do resfriamento da rocha e λ é a condutividade térmica da rocha. Considerando-se a conservação do calor em um meio homogêneo (CARSLAW e JAEGER, 1959), leva-se $\Delta r \rightarrow 0$, em que a diferença de temperatura da rocha por resfriamento aproxime-se de zero ($\Delta T \rightarrow 0$) e tem-se a forma diferencial da lei (8). Considerando-se um fluxo de calor total (Q) transversalmente à direção do fraturamento, x , por unidade de comprimento do percurso dado por:

$$Q = q 2\pi r. \quad (9)$$

Substituindo-se (9) em (8), esta na forma diferencial, tem-se:

$$\frac{Q}{2\pi\lambda\Delta x} \frac{dr}{r} = dT \quad (10)$$

Considerando-se que a temperatura da rocha possui uma temperatura conhecida no campo distante, $r = r_{amb}$ dada por $T_{amb} = cte$. Assim, integrando-se a distribuição de fluxo de calor (10) substituindo-se q pela definição $q = Q/2\pi R \Delta x$, tem-se:

$$q = \frac{\lambda}{R} \frac{(T_{amb} - T)}{\ln \frac{r_{amb}}{R}} \quad (11)$$

Assim, escrevendo-se (6), para $x=0$ e $T=T_1$, tem-se o coeficiente b dado por:

$$b = \frac{\lambda}{R} \frac{(T_{amb} - T_1)}{\ln \frac{r_{amb}}{R}}$$

sendo R o raio de propagação da fratura ao longo do percurso de fraturamento e r_{amb} a posição do campo distante em relação ao eixo de fraturamento onde a temperatura da rocha permanece inalterada ($T_{amb} = cte$). Para $x=L$ e $T=T_2$, tem-se o coeficiente a igual a:

$$a = \frac{1}{L} \frac{\lambda}{R} \frac{(T_2 - T_1)}{\ln \frac{r_{amb}}{R}}$$

Substituindo-se a e b em (7), tem-se a temperatura de produção (T_2) dada por:

$$T_2 = \frac{T_1 + (2T_{amb} - T_1) \frac{\pi}{\ln \frac{r_{amb}}{R}} \frac{\lambda L}{cM}}{1 + \frac{\pi}{\ln \frac{r_{amb}}{R}} \frac{\lambda L}{cM}} \quad (12)$$

A Eq. 12 consiste no modelo utilizado neste trabalho para avaliar a potência gerada na fonte geotérmica entre um par de poços, sendo um injetor e um produtor. O consumo de água para o resfriamento realizado na usina é avaliado de acordo com a potência elétrica gerada.

Segundo Tester et al. (2006), usinas EGS atingem eficiências de geração entre 5,8 e 13,8% em relação à fonte. Como a energia é produzida na fonte diretamente proporcional à vazão e à diferença de temperatura da água (Eq. 1), considerando-se as variações de temperatura tomadas a partir da temperatura de injeção ($T_1 = 50^\circ C$) e a eficiência de geração da planta igual à eficiência média do intervalo da literatura (9,8% igual à média entre 5,8 e 13,8%) tem-se uma potência elétrica dada por:

$$P = 0,098 * Q, \quad (13)$$

sendo Q o potencial geotérmico em Joules, dado pela Eq. 1. Seguindo a abordagem do NWC (2012) que estima o consumo de água por evaporação e

reposição da qualidade (E em m^3/dia) correspondente à razão de 1,0% da vazão de circulação do fluido geotérmico, tem-se:

$$E = 0,01*V, \quad (14)$$

sendo V o volume diário de fluido geotérmico em circulação na usina (m^3/dia).

Estudo de Caso dos Reservatórios Brasileiros

A partir do modelo da Eq. (12) foram realizadas simulações considerando-se condições típicas de funcionamento das usinas EGS (Tabela 5) segundo a experiência internacional (USDOE, 2010) bem como as condições geológicas de regiões de maior fluxo geotérmico encontradas no Brasil (HAMZA et al, 2010).

Tabela 5 - Parâmetros empregados em usinas EGS encontradas nos Estados Unidos (Adaptado de USDOE, 2010)

Parâmetros, unidades	Valores
Temperatura, °C	150,0–225,0
Resfriamento do reservatório, % ano ⁻¹	0,3
Profundidade de poço, km	4–10*
Distância entre poços, m	600–1.000
Relação entre a vazão de produção e a de injeção	2,0
Vida útil da planta, anos	30

(*) Valor de profundidade teoricamente atingível com as atuais tecnologias de construção de poços

O estudo desenvolvido por Zhang et al. (2011) demonstra a aplicação de um método de simulação de troca de calor induzida por poços para o caso de dois poços de 4 km de extensão perfurados, com diâmetro de 20cm que injeta água a 20°C (T_1) a 2,0kg/s (q) em uma formação rochosa com temperatura inicial da rocha com 180°C (T_{amb}). A simulação demonstrou que a temperatura da água em contato com o reservatório, no fundo do poço não alcançaria a temperatura da rocha. Mas próximo ao regime permanente Zhang et al. (2011), a temperatura da água no fundo do poço injetor, atingiria uma temperatura próxima de 100°C (T_2).

Segundo Hamza et al. (2010), os sítios de maior fluxo de calor geotérmico do Brasil estão

localizados principalmente em quatro regiões: bacia sedimentar do Amazonas, no planalto central, no nordeste setentrional e na região sul do país. Na Tabela 6 apresenta-se as definições de cada uma das quatro regiões geológicas brasileiras. A localização e a extensão das áreas de maior fluxo geotérmico estão mapeadas conforme a Figura 5.

Nas áreas mapeadas com maior fluxo de calor, estão localizados os grandes lineamentos e falhas com indícios de movimentação quaternária, definidos por Saadi (1993), que podem ser as causas dessas anomalias de fluxo.

Tabela 6 - Síntese das características geológicas das áreas brasileiras com maiores valores de fluxo de calor

Região	Características geológicas gerais
Bacia sedimentar do Amazonas	Bacia Sedimentar do Acre, Solimões, Amazonas e Marajó – apresentam arenitos e sedimentos de idades que variam do terciários a quaternários, e holocênicos.
Nordeste Setentrional	Compreende rochas do embasamento cristalino e bacias sedimentares do Potiguar, Pernambuco-Paraíba e Sergipe-Alagoas
Planalto Central	As áreas de maiores fluxos de calor situam-se no limite norte da bacia sedimentar do Paraná, onde se situam rochas cristalinas, a bacia dos Parecis, São Francisco, Ilha do Bananal, Bacia de Taubaté e Campos.
Sul	Borda da bacia sedimentar do Paraná, onde ocorrem rochas sedimentares e vulcânicas.

Considerando-se a modalidade de geração geotérmica, que deve ser localizada próxima aos centros de carga, apenas três regiões foram consideradas neste trabalho como regiões alvo: Nordeste Setentrional, Planalto Central e Sul. As faixas de valores de condutividade térmica normalmente esperados para rochas graníticas são apresentadas por DiPippo (2008) entre 1,73 e 3,98 W/m°C. Esta faixa de condutividades e o valor de fluxo geotérmico ($90mW/m^2$) fornecem uma faixa de gradientes geotérmicos adotada para as regiões da intrusão alcalina do sudeste (Bacia Taubaté) e do nordeste setentrional (Bacia Nordeste Nordeste Setentrional) entre 22,6 e 52,0 °C/km (Tabela 7). Foram obtidos dados cadastrais de poços perfurados no embasamento da Bacia do Paraná (formações Tubarão e Passa Dois) fornecidos pela Agência Nacional de Petróleo (ANP). As temperaturas de fundo (BHT) encontradas na Bacia do Paraná

variam mais frequentemente entre 80,5 e 135,5°C com profundidades entre 1,8 e 3,8 km. Assim, a região localizada no planalto central (Planalto) teve sua faixa de gradientes geotérmicos estimada pela diferença de temperatura em relação à temperatura do topo (50°C) e as suas profundidades, adotadas conforme aquelas observadas na Bacia do Paraná (Tabela 7). A partir destes gradientes e o fluxo geotérmico (90mW/m²) foi estimada a condutividade térmica do granito na região Planalto (Tabela 7).

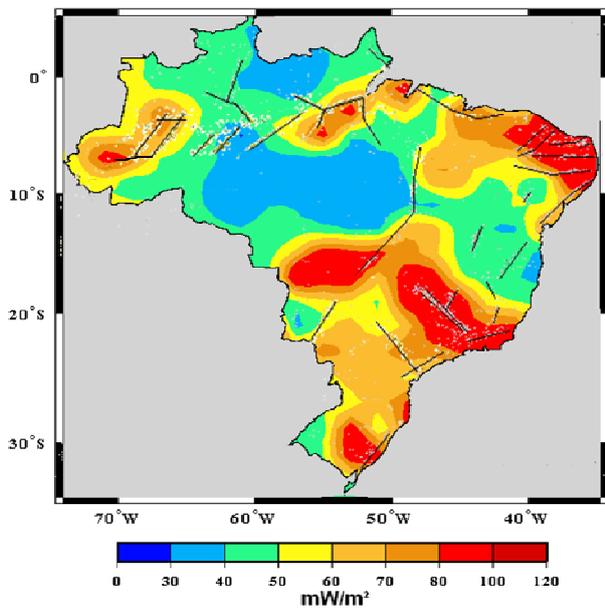


Figura 5 - Mapa dos fluxos de calor brasileiros e principais lineamentos e falhas. (Modificado de Hamza et al., 2010 e Saadi, 1993)

Diversos autores, segundo Gupta e Singh (2010), estimam que o fraturamento hidráulico propaga-se na rocha a uma distância transversal de aproximadamente 100 metros em torno do eixo de fraturamento ($R = 100 \text{ m}$). A distância da temperatura ambiente inalterada foi adotada com raio $r_{amb} = 1.000\text{m}$, como valor mínimo que produz razões $T_2/T_{amb} \leq 1,0$.

Considerando-se uma planta geotérmica binária seu rendimento é determinado de acordo com a temperatura de produção da água do reservatório. Sua temperatura de saída para

reinjeção (T_1) é dada pela seguinte lei empírica² em relação à temperatura da água produzida (T_2):

$$T_1 = 28,0T_2^{0,138} \quad (15)$$

Tabela 7 - Condutividades e gradientes estimados em áreas com maior fluxo de calor geotérmico no Brasil

Sítio	Bacia Taubaté	Bacia Nordeste Setentrional	Planalto
Fluxo ¹ (mW/m ²)	90	90	90
Profundidade do topo ¹ (m)	750	300	1225
Temperatura no topo da formação ¹ (°C)	50°C	50°C	50°C
Gradiente estimado (°C/km)	[22,6-52,0]	[22,6-52,0]	[33,3-55,5]
Condutividade estimada (W/m°C)	[1,7-4,0] ³	[1,7-4,0] ³	[1,6-2,7] ²

(1) Valores obtidos de Hamza et al. (2010)

(2) Valores estimados com os dados da ANP na Bacia Paraná

(3) Valores obtidos de DiPippo (2008)

Considerando-se parâmetros de reservatório correspondentes à geologia brasileira (Tabela 7) e dados relatados em plantas geotérmicas atualmente, com vazões $q=[1,0\text{kg/s}; 50,0\text{kg/s}]$ e distância máxima entre os poços, $L = 1.000,0\text{m}$ (e.g. NWC, 2012) e a lei da Eq. (15), tem-se as eficiências de transferência de temperatura da rocha para o fluido de produção (T_2) de acordo com o gráfico da Figura 5. O resultado demonstra a distribuição assintótica dos valores de T_2 (Eq. 12) entre seus limites máximo e mínimo, sendo $\text{máx}\{T_2\} = T_{amb}$ e $\text{mín}\{T_2\} = T_1$.

Considera-se que uma planta geotérmica eficiente possua uma temperatura de produção da fonte geotérmica (T_2) igual a 150°C (DIPIPO, 2008). A vazão de produção por poço de produção e sua potência unitária foram determinadas em

2 Comunicação verbal do Prof. Electo E. S. Lora (NEST/Unifei)

função da temperatura de saída, 150°C e da temperatura da rocha a profundidades viáveis (Figura 6). Para isso, foram extrapolados os gradientes geotérmicos encontrados nos sítios Bacia Taubaté, Bacia NE Setentrional e Bacia Planalto.

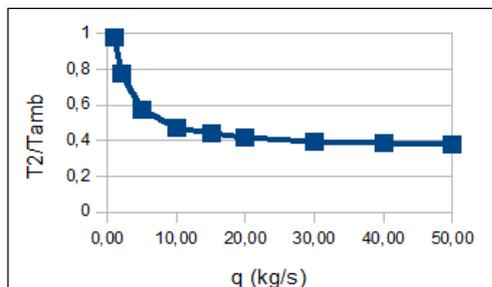


Figura 6 - Comportamento da temperatura de produção (T_2/T_{amb}) em função da injeção de água a temperatura $T_1/T_{amb}=40\%$ e vazão (q) em um granito típico.

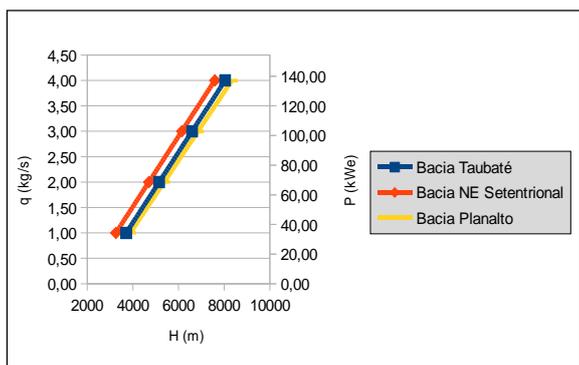


Figura 7 - Vazões de produção por poço (q) com temperatura de saída igual a 150°C a partir de diferentes profundidades (H) e potências geradas (P).

Considerando-se uma potência elétrica modesta de 1000 kWe, segundo a Eq. 13, obteve-se uma vazão total de aproximadamente 25,9 kg/s. Para a faixa de produção obtida por poço (Figura 6) e um arranjo de poços convencional (e.g. USDOE, 2010; NWC, 2012), em que a relação entre o número de produção e o de injeção igual a 3,0, a potência da usina exige baterias de 6 a 27 produtores para 2 a 9 injetores, respectivamente. Esta quantidade e profundidade de poços é normalmente encontrada em usinas de maior potência e por isso, foi limitada a análise de um único valor de potência, igual a 1000 kWe.

De acordo com a potência gerada, o consumo de água foi estimado para a fase de

implantação e a fase de operação da usina. De acordo com os valores apresentados na Tabela 3, o consumo na fase de implantação foi estimado pela soma dos valores máximos de cada intervalo. O volume total por poço equivale a 82.400m³ durante um período aproximado de dois meses. Considerando-se uma quantidade de poços igual a 16 poços, média entre 6 e 27) obtém-se 1.318,4 mil m³, o que corresponde ao consumo de um município de 110.000 habitantes. Durante a operação, foi estimada, pela Eq. 14, uma demanda de água da torre de resfriamento mais a de reposição de qualidade igual a 23,0 mil m³/dia, que corresponde ao consumo de 11.000 habitantes.

Tabela 8 - Características da usina e consumos de água

	Previsto	USDOE	NWC
Potência gerada, MWe	1,0	20 a 50	10
Potência por poço, MWe	<0,14	3,0	5,0
Vazão do fluido geotérmico, kg/s	25,9	380 a 950	100,0
Poços de produção	6 a 27	6 a 16	2
Poços de injeção	2 a 9	3 a 8	1
Consumo operacional de água por MWe, mil m ³ /dia	23,0	4,5E-6	0,86
Consumo de água na implantação, mil m ³ /MWe	82,4	9,5	28,0

De acordo com a experiência do USDOE (2010) o consumo de 23,0 mil m³/dia/MWe corresponde aproximadamente a um resultado 14,2 vezes superior ao consumo médio das usinas norte-americanas, que é de 1,6 m³/dia/MWe (Tabela 4). Esta diferença deve-se às diferentes características de temperatura atmosféricas, portanto climáticas, que influenciam na diferença de temperatura produzida na planta sob temperaturas ambientes mais baixas na experiência internacional em relação às temperaturas encontradas no Brasil.

CONCLUSÕES PARCIAIS

A elaboração de um modelo de aproximação permitiu abstrair o elenco mínimo de parâmetros e variáveis intervenientes na especificação da vazão de água como fluido geotérmico, bem como da temperatura de rocha e sua profundidade. A partir da representação da troca de calor por condução através da envoltória da região de fraturas foi obtida uma formulação que permite representar o comportamento de parâmetros geotérmicos de projeto para uma usina geotérmica do tipo EGS. O modelo representa o regime permanente do escoamento e transporte de calor e reproduz as condições de obtenção de temperaturas da água circulante. Considerando-se espessuras de formações sedimentares e parâmetros geotérmicos expeditos do embasamento em áreas de maior temperatura das bacias sedimentares Taubaté, Nordeste Setentrional e Planalto, foram estudadas configurações possíveis para um usina geotérmica a ser projetada nesses locais. Considerando-se profundidades de perfuração atualmente viáveis e condições de temperaturas de produção e injeção usuais, foram estimadas a vazão necessária por poço e sua potência unitária. A vazão de produção por poço foi encontrada entre 1,0 e 4,0kg/s e sua potência unitária entre 20 e 140 kWe. Para atender 1000kWe, portanto, são necessários entre 8 e 36 poços, que variam de acordo com a profundidade de perfuração. Dados adicionais sobre a potência configuração de .

O volume de água consumido na implantação de usinas, durante cerca de dois meses, equivale a 1.318,4 mil m³, que corresponde ao consumo de água de 110.000 habitantes. A despeito disto, foi considerado que o uso de implantação não está relacionado às condições de operação que são térmicas (geotérmicas e climáticas) de forma que os valores máximos fornecidos pelo estado-da-arte internacional foram adotados. O consumo de água de operação foi encontrado aproximadamente igual a 23,0 mil m³/dia. Este valor é superior às referências de usinas geotérmicas devido a diferenças em relação ao clima brasileiro e corresponde ao consumo de uma população de 11.000 habitantes. Com base nos resultados obtidos e em futuros levantamentos mais específicos dos parâmetros envolvidos (raio de propagação, condutividade térmica da rocha e gradiente térmico do local), a profundidade de perfuração bem como a distância de perfuração entre os poços e a relação do número de poços de produção por poço de

injeção serão reavaliados, podendo determinar novas potências para uma usina geotérmica a ser projetada no Brasil e seu consumo de água.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à ANEEL (Agência Nacional de Energia Elétrica) pelo apoio ao estudo (PD-0064-1018/2010) na categoria de Pesquisa Básica Dirigida, com vigência entre outubro de 2010 e setembro de 2013.

Os autores agradecem à ANP (Agência Nacional de Petróleo) pela cessão dos relatórios de perfuração de poços sob licença acadêmica para a realização da dissertação de mestrado do geólogo Mário Nascimento.

Aos revisores anônimos que muito contribuíram com dúvidas a serem esclarecidas no texto.

REFERÊNCIAS

- CARSLAW, H.S.E.; JAEGER, J.C. *Conduction of heat in solids*. Oxford University Press, Oxford.
- DIPIPO, R. *Geothermal Power Plants: Principles, Applications, Case Studies, and Environmental Impact*, 2ª Ed., Butterworth-Heinemann: Elsevier, Oxford, England, 2008, 517p
- GEOHERMAL ENERGY ASSOCIATION. *A Guide to Geothermal Energy and the Environment*. Pensilvania, 2007, 86p.
- GUPTA, R.E.; SINGH, M. K. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. 2ªed. Springer, Londres e Nova Iorque. 2010, 408p.
- HAMZA, V.M, CARDOSO, R.R., GOMES, A.J.L. E ALEXANDRINO, C.H.. “Brazil: Country Update”. In: Roland N. Horne and Nenny Saptadji (Org.) ANAIS DO III WORLD GEOTHERMAL CONGRESS. Bali, Indonésia, 25-29 Abril 2010
- MUNICH REINSURANCE (MR). *Energy Mix of the Future: new risk and opportunity*, Munique, Alemanha, 2009, 56p.

NATIONAL WATER COMMISSION (NWC). Geothermal Energy and Water Use, Relatório Técnico, Waterlines Report Series No 72, Fevereiro de 2012.

TESTER JW, ANDERSON BJ, BATCHELOR AS, BLACKWELL DD, DIPIPO R, DRAKE EM, GARNISH J, LIVESAY B, MOORE MC, NICHOLS K, PETTY S, TOKSÖZ MN e VEATCH RW, 2006, The Future of Geothermal Energy – Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century, MIT Press, 372p.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*, v.11, p1-15, 1993.

U.S. DEPARTMENT OF ENERGY (USDOE) Water Use in the Development and Operation of Geothermal Power Plants. C.E. Clark, C.B. Harto, J.L. Sullivan, and M.Q. Wang (org.). *Relatório Técnico*, Chicago, EUA, Setembro de 2010.

ZHANG, Y.; PAN, L.; PRUESS, K.; FINSTERLE, S. A time-convolution approach for modeling heat exchange between a wellbore and surrounding formation. *Geothermics*, v.40, n.4, December 2011, p. 261-266.

Use Of Water For Geothermal Energy Generation In Brazil Based On The Approximate Model For Heat Transfer

ABSTRACT

Hydroelectric generation is the main source of electric power in Brazil. A number of factors have contributed to considering alternative electric power generation sources. As a result, geothermal studies have been performed worldwide on the application of enhanced geothermal systems (EGS) which aim to take heat from the Earth mantle in the continental platforms. This technology consists of injecting water at environmental temperature into hot dry rocks, then extracting it at a sufficient flow rate and temperature to run steam turbines. This paper aims to quantify the water demands present in the EGS, specifically in one type of plant: the organic Rankine cycle (ORC). To achieve this, lithological data were surveyed in cemented oil and gas industry wells. Three reservoirs were considered for geothermal assessment as having the highest heat flux in Brazil. To estimate water induced heat transfer, a simple approximate model was formulated. The

approximate model allowed to identify the minimal group of parameters and variables which interfere in the water flow specification in a geothermal power plant design. Considering the present status of the EGS technologies to a maximum depth of 10km, the reservoirs are able to produce up to 1.0 MWe. Water consumption per unit of power for replacement of losses to evaporation and deterioration of water quality in Brazil, although higher than in other geothermal projects worldwide, is still small compared to other thermal power sources

Keywords: *Groundwater. Electric power sources. Geothermal energy. Approximate models.*

Impacto das Características da Superfície Terrestre no Algoritmo de Inferência da Umidade do Solo no Brasil, Utilizando Observações do Sensor AMSR-E/Aqua

Luciana Rossato¹, Carlos Frederico de Angelis², Regina Célia dos Santos Alvalá²

luciana.rossato@cptec.inpe.br; carlos.angelis@cemaden.gov.br, regina.alvala@cemaden.gov.br

Recebido: 29/08/12 - revisado: 07/11/12 - aceito: 03/07/13

RESUMO

Estudos utilizando o algoritmo LPRM (Land Parameter Retrieval Model) para estimar a umidade superficial do solo sobre todo o continente sul-americano devem ser realizados para melhor controlar os padrões sazonais de umidade do solo em diferentes regiões da América do Sul, uma vez que o modelo foi desenvolvido para condições específicas da América do Norte. Assim sendo, o objetivo deste trabalho foi aprimorar o algoritmo LPRM e os resultados de Rossato et al. (2011), considerando as características da superfície terrestre do Brasil e utilizando dados de temperatura de superfície medidos in situ e estimadas por satélite (na frequência de 37 GHz). Para determinar a constante dielétrica do solo, a qual é função da umidade do solo, utilizaram-se dados das propriedades físicas do solo extraídas do Levantamento e Reconhecimento de Solos do Brasil. Análises estatísticas, tais como coeficiente de correlação, bias e erro médio quadrático (REMQ), foram utilizadas para a validação da temperatura de superfície e da umidade do solo derivada pela nova versão do algoritmo ajustado para as condições de superfície do território brasileiro (LPRM/BR), obtidas a partir das informações do sensor AMSR-E/Aqua (6,9 GHz - banda C). Os resultados indicaram uma melhoria significativa do LPRM/BR para os sítios experimentais BA-06 e BA-10 do SMEX03, cujas correlações foram iguais a 0,94 e 0,84, respectivamente. Com relação aos resultados de BIAS e REMQ, para a versão original do LPRM, o bias foi de até 0,23 para o sítio BA-06. Porém, para o LPRM/BR observou-se diferenças significativas, apresentando um valor de 0,01 de bias para o sítio BA-06 e REMQ igual a 0 para o sítio BA-11. Devido à ausência de dados de umidade do solo medidos “in situ”, dados de reanálise da umidade do solo (oriundos do modelo Eta) e de precipitação também foram utilizados na avaliação do LPRM/BR. Desse modo, a subestimativa da temperatura de superfície e a superestimativa da umidade do solo apresentada pelo LPRM foi solucionada com o LPRM/BR. Além disso, também se observou um aumento das áreas com altas correlações ($r > 0,8$) obtidos entre o LPRM/BR e as diferentes bases de dados (modelo Eta e precipitação observada do CPTEC/INPE). Logo, concluiu-se que o LPRM/BR permite estimar a umidade do solo a partir das observações em micro-ondas do sensor AMSR-E (banda C) com melhor acurácia em relação à versão original do algoritmo.

Palavras-Chave: LPRM; umidade do solo.

INTRODUÇÃO

A umidade superficial do solo é uma importante variável nos processos hidrológicos, biológicos e biogeoquímicos, os quais são responsáveis pelas trocas de água e de energia na interface solo-atmosfera. Além disso, simulações com modelos numéricos de previsão de tempo têm mostrado que melhores caracterizações da umidade, da vegetação e da temperatura da superfície do solo podem levar a melhorias significativas nas previsões (ZHANG;

FREDERIKSEN, 2003; DOUVILLE, 2004; DRUSCH, 2007; KUKKONEN et al., 2012).

Assim, dada a importância da umidade do solo, diversos métodos foram propostos para a sua determinação como, por exemplo, o gravimétrico, considerado o método direto padrão. Além deste, existem outros métodos indiretos que estimam a umidade do solo a partir de outras propriedades do solo, como o espalhamento de nêutrons, a resistência elétrica e a reflectometria no domínio temporal (TDR) (SCHMUGGE et al., 1980). No entanto, a determinação da umidade do solo “in situ” utilizando tais métodos demanda tempo e trabalho, o que torna inviável a sua utilização em extensas áreas, como, por exemplo, para o Brasil. Assim sendo, a não disponibilidade de dados pontuais de umidade

¹ - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/INPE

² - Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais/CEMADEN

do solo para o território brasileiro, com o nível de precisão e a extensão geográfica necessária para estudos em escala regional, limita o entendimento da interação entre a umidade do solo e a atmosfera.

Por essa razão, diferentes técnicas de sensoriamento remoto têm sido utilizadas para caracterizar a variabilidade espacial e temporal da umidade do solo sobre extensas áreas, uma vez que o sensoriamento remoto tem a vantagem de fornecer informações integradas espacialmente e repetidas observações sobre intervalos de tempo regular (SCHMUGGE et al., 1974; JACKSON et al., 1984; ENTEKHABI et al., 1994; REICHLER et al., 2004).

Dentre as várias técnicas via sensoriamento remoto, deve-se destacar que medidas quantitativas da umidade na camada superficial do solo têm sido bem sucedidas quando utilizados sensores remotos passivos na região espectral de micro-ondas, uma vez que os sinais nesta região do espectro atravessam as nuvens e fornecem informações físicas da superfície terrestre (SCHMUGGE et al. 1974; NJOKU; KONG, 1977; SCHMUGGE, 1980; NJOKU; O'NEILL, 1982; WANG et al. 1982; CAMILLO; SCHMUGGE, 1983; JACKSON et al., 1984; NJOKU; ENTEKHABI, 1996; OWE et al., 1999; OWE et al., 2001; WIGNERON et al., 2003).

Na década de 70, Njoku e Kong (1977) desenvolveram um dos primeiros modelos para recuperar a umidade superficial do solo utilizando sensoriamento remoto por micro-ondas passiva. Alguns modelos teóricos, com graus de sofisticação variados, foram desenvolvidos para o tratamento da transferência radiativa para o solo, para a rugosidade da superfície, e para vegetação, os quais estão detalhados em Choudhury et al. (1995). No solo, a constante dielétrica depende do conteúdo de umidade, da temperatura, da salinidade, da composição textural e da frequência de medida do sensor (OWE et al., 2001). Os modelos mais utilizados para calcular a constante dielétrica são o de Wang-Schmugge (WANG E SCHMUGGE, 1980) e o de Dobson (DOBSON et al., 1985). A rugosidade da superfície (ou seja, variações de pequena escala na elevação da superfície do solo em torno de poucos centímetros) também tem um efeito significativo na emissividade do solo em micro-ondas. Um aumento da emissividade pode ser atribuído à rugosidade devido ao aumento da área superficial do solo (SCHMUGGE, 1985). Dada a dificuldade em medir a rugosidade da superfície devido à complexidade dos parâmetros biofísicos, alguns modelos foram desenvolvidos para estimar seus efeitos na emissividade. Um modelo para calcular a rugosidade foi elaborado por Choudhury et al. (1979) e, posteriormente, aprimorado

por Wang e Choudhury (1981). Schneeberger et al. (2004) desenvolveram um modelo de transição ar-solo com base física para quantificar a rugosidade da superfície. A vegetação influencia a emissão do solo em micro-ondas, emitindo sua própria radiação e também absorvendo ou espalhando a radiação emitida do solo. A magnitude da absorção pelo dossel depende do comprimento de onda e do conteúdo de água da vegetação (DE JEU, 2003). Vários modelos têm sido desenvolvidos para calcular os efeitos da vegetação no sinal observado em micro-ondas, baseados na equação de transferência radiativa (MO et al., 1982; JACKSON et al., 1982; JACKSON; O'NEILL, 1990; NJOKU; Li, 1999; OWE et al., 2001; MEESTERS et al., 2005). No entanto, a base desses vários modelos para calcular a emissão da radiação em micro-ondas pelo solo e o seu efeito na vegetação têm sido descritos pelo modelo ω - τ (MO et al., 1982). Este modelo estima a radiação, em micro-ondas, observada no solo com dada composição e conteúdo de água, coberto por uma camada de vegetação, a partir da profundidade óptica e do albedo de espalhamento simples. Assim sendo, pesquisas têm sido realizadas para estimar a umidade do solo, a profundidade óptica e a temperatura de superfície através do modelo ω - τ (OWE et al., 2001; DE JEU, 2003; MEESTERS et al., 2005). A física envolvida neste modelo é descrita mais detalhadamente em ROSSATO (2010). Considerando que os efeitos da vegetação, da rugosidade da superfície e do solo têm um papel significativo na emissão da superfície em micro-ondas, diferentes aproximações têm sido desenvolvidas em diversos algoritmos de recuperação da umidade do solo. Tais algoritmos são conhecidos como modelos de emissão em micro-ondas da superfície terrestre (Land Surface Microwave Emission Model - LSMEM), os quais são utilizados para inferir a umidade do solo a partir da temperatura de brilho. A base destes modelos é o modelo de transferência de ordem zero Omega-Tau (ω - τ) desenvolvido por Mo et al. (1982).

O modelo ω - τ é uma aproximação simples que está baseado em dois parâmetros de entrada: ω , que representa os efeitos do espalhamento dentro do dossel (albedo de espalhamento simples); e τ , que representa a profundidade óptica da camada de vegetação. Baseado neste modelo, Owe et al. (2001) desenvolveram um algoritmo para estimar a umidade do solo e a profundidade óptica a partir de dados de satélite obtidos por radiômetros em micro-ondas, o qual foi definido como "Land Parameter Retrieval Model" (LPRM) - Modelo de inferência dos parâmetros de superfície. O LPRM está baseado nas meto-

dologias (OWE et al., 2001, DE JEU, 2003, MEESTERS et al., 2005) propostas para estimar a umidade do solo e a profundidade óptica da vegetação a partir de micro-ondas passiva. A base do LPRM é o modelo de transferência de ordem zero Omega-tau (MO et al., 1982) como o modelo de transferência radiativa. Este modelo utiliza vários parâmetros de entrada para estimar a temperatura de brilho incluindo a temperatura da vegetação, temperatura efetiva da camada emissora da superfície do solo, albedo de espalhamento simples, emissividade da superfície do solo e transmissividade da vegetação. Este algoritmo foi testado para algumas localidades de Illinois, utilizando dados históricos de temperatura de brilho do sensor SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) na frequência de 6,6 GHz.

Em outro estudo, De Jeu (2003) estimou os parâmetros de superfície, tais como umidade do solo, temperatura do solo e profundidade óptica da vegetação, utilizando o LPRM com dados de diferentes frequências (6,6, 10,7, 18, 21 e 37 GHz) do satélite Nimbus/SMMR. O LPRM também foi utilizado por Owe et al. (2008) para a estimativa da umidade do solo em escala global, utilizando diferentes sensores em micro-ondas passiva.

Assim, considerando que o LPRM foi desenvolvido para aplicação em escala global para recuperar parâmetros de superfície através de observações de diferentes sensores, diversas pesquisas têm sido desenvolvidas para avaliar o algoritmo em regiões distintas, como, por exemplo, por Champagne et al. (2011) e Rossato et al. (2011).

Champagne et al. (2011) avaliaram os extremos de umidade do solo na agricultura em diferentes sítios do Canadá, utilizando o LPRM. A umidade do solo foi obtida a partir de observações do sensor AMSR-E (bandas C e X) e validada com dados "in situ". Além disso, um método para quantificar extremos de umidade do solo foi desenvolvido e avaliado com medidas de precipitação. A partir dos resultados, concluiu-se que o LPRM apresentou maior acurácia quando utilizado com dados do AMSR-E banda C.

Verificação similar foi observada por Rossato et al. (2011) que estimaram a umidade superficial do solo para a América do Sul durante o ano de 2003 a partir de informações de dois diferentes sensores em micro-ondas, TMI/TRMM (banda X) e AMSR-E/Aqua (bandas C e X). A partir dos resultados, observou-se que a diferença entre a umidade do solo estimada pelo LPRM a partir dos dados obtidos da banda C foi mais apropriada para a recuperação da umidade do solo que a banda X, em conformidade com o estabelecido na literatura que frequên-

cias menores permitem inferir informações mais acuradas da umidade do solo. No entanto, os autores ressaltaram que a metodologia utilizada para a determinação da temperatura de superfície refere-se às condições específicas da América do Norte. Logo, considerando que a temperatura de superfície é uma das variáveis determinantes no LPRM para a inferência da umidade do solo, Rossato et al. (2011) concluíram que estudos complementares sobre a avaliação do LPRM tornam-se imprescindíveis para melhor controlar os padrões sazonais e melhor compreender a qualidade dos produtos de umidade do solo em diferentes regiões, principalmente para o território brasileiro devido à sua grande extensão territorial.

Assim sendo, o objetivo deste trabalho foi aprimorar o LPRM para estimar a umidade superficial do solo para o Brasil considerando as características da superfície terrestre, cuja avaliação inclui as seguintes etapas: desenvolver um procedimento desacoplado do LPRM, considerando dados de temperatura observada do solo (para a profundidade de 5 cm) e de temperatura de brilho em 37 GHz do satélite Aqua sobre o território nacional, para estimar a temperatura da camada de emissão; incluir as propriedades físicas do solo extraídas do Levantamento e Reconhecimento de Solos da EMBRAPA e do Projeto RADAMBRASIL; e, finalmente, avaliar o padrão de umidade do solo obtida a partir das informações de temperatura de brilho obtidos do sensor em micro-ondas (AMSR-E/Aqua - banda C). Os resultados da umidade superficial do solo derivados da nova versão do LPRM foram validados com dados observados de umidade do solo coletados durante o Experimento de Umidade do Solo realizado em 2003 (Soil Moisture Experiment 03 – SMEX03) no município de Barreiras, localizado no Estado da Bahia; e dados do sítio experimental Pé de Gigante, no Estado de São Paulo, cuja vegetação predominante em ambas as localidades é o Cerrado. Dados de reanálise da umidade do solo, oriundos do modelo atmosférico regional Eta, e de precipitação observada também foram utilizados na avaliação da versão atualizada do LPRM.

MATERIAL E MÉTODOS

Dados

As diferentes bases de dados utilizadas para a calibração e obtenção de novos resultados com o LPRM são descritas abaixo.

Satélite Aqua/AMSR-E

O sensor AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer), a bordo do satélite Aqua desde 2002, é um radiômetro passivo em micro-ondas, de varredura cônica em 12 canais, que mede as radiações polarizadas verticalmente e horizontalmente nas frequências de 6,9, 10,7, 18,7, 23,8, 36,5 e 89,0 GHz. O satélite Aqua opera em órbita polar heliosíncrona, com passagem pelo Equador às 13:30 h e ângulo de incidência de 54,8° (NJOKU et al., 2003).

Neste estudo, para calibrar o algoritmo de temperatura de superfície e avaliar o padrão sazonal da umidade do solo obtida com o LPRM no território brasileiro, dados de temperaturas de brilho polarizadas verticalmente e horizontalmente foram extraídas do sensor AMSR-E nas frequências de 6,9 e 37 GHz durante o ano específico de 2003. Este ano foi considerado por ter sido o mesmo período utilizado por Rossato (2010) para avaliar a distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo para a América do Sul.

Temperatura do solo

Dados medidos de temperatura do solo (5 cm de profundidade), durante o ano de 2003, foram coletados de 2 sítios experimentais no território brasileiro: Fazenda Experimental Bacia Escola, localizada no Estado da Paraíba, e Estação Meteorológica da Água Funda, em São Paulo. Estes dados foram comparados com a temperatura de brilho do satélite AMSR-E em 37 GHz, cujas passagens foram próximas aos sítios selecionados. No entanto, conforme ressaltado por Owe et al. (2001), para esta comparação torna-se necessário que os horários das observações "in situ" da temperatura do solo e da temperatura de brilho obtida pelo satélite sejam coincidentes. Por essa razão, para o presente estudo dispôs-se de um número muito reduzido de sítios experimentais se considerado a extensão do território nacional. Isto ocorre, pois, além da escassez de dados observados, também é preciso dispor de informações de satélite ao mesmo tempo.

Dados de temperatura do solo coletados da Fazenda Experimental Bacia Escola (7°22'S; 36°31'W; 458m) durante o período de janeiro a dezembro de 2003 foram utilizados para a calibração do LPRM. Esta região encontra-se num domínio cujo tipo de bioma é a caatinga e o tipo de solo é o neossolo lítico. O clima é semiárido, o qual é caracterizado pela baixa umidade e pouco volume pluviométrico, segundo a classificação de Köppen. A

média de precipitação é de 400,0 mm/ano, e a umidade relativa do ar é de 70%. (ARAÚJO et al., 2005). Dados de temperatura do solo registrados na Estação Meteorológica da Água Funda, em São Paulo, SP (23°39'S; 46°37'W; 800m) durante o período de julho a setembro de 2003 também foram utilizados para o ajuste do LPRM (AZEVEDO e GALVANI, 2003). O clima é considerado subtropical (tipo Cfa segundo Köppen), com diminuição de chuvas no inverno e temperatura média anual de 19,25 °C, tendo invernos brandos e verões com temperaturas moderadamente altas, aumentadas pelo efeito da poluição e da altíssima concentração de edifícios na região de entorno. A precipitação anual média é de 1.376,2 mm concentrados principalmente no verão. As estações do ano são relativamente bem definidas: o inverno é ameno e subseco, e o verão, moderadamente quente e chuvoso. Outono e primavera são estações de transição.

Propriedades físicas do solo

Outra característica importante para a estimativa da constante dielétrica do solo, a qual é função da umidade do solo, refere-se às propriedades físicas do solo.

No LPRM, a constante dielétrica é calculada segundo o modelo de Wang-Schumgge (1980), utilizando dados das propriedades físicas do solo (tais como os percentuais de areia, silte, argila e porosidade) coletados da base de dados da Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (Food and Agriculture – FAO) através do Sistema de Assimilação de Dados Terrestre (Land Data Assimilation System - LDAS).

Assim, para calcular a constante dielétrica do solo através do modelo de Wang-Schumgge (1980), incluiu-se informações sobre os conteúdos de areia e de argila e da porosidade dos solos, extraídas a partir de dados de Levantamento Exploratório e de Reconhecimento dos Solos do Brasil realizados pelo Projeto RADAMBRASIL e pela EMBRAPA.

Os levantamentos pedológicos realizados pelo RADAMBRASIL e pela Embrapa, em conformidade com as normas seguidas pelo Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, visaram a identificação e o levantamento dos solos existentes no Brasil. Os solos foram amostrados determinando-se a profundidade dos horizontes, o tipo de solo, o tipo de vegetação, o tipo de relevo, etc. Para cada horizonte foram efetuadas análises

Tabela 1 - Descrição dos atributos dos solos considerados na base de dados.

Nº Perfil	Latitude	Longitude	Tipo Solo	Horizonte	Profundidade Inferior	Profundidade Superior	Arcia grossa	Arcia fina	Silte	Argila
1	-16°24'	40°49'	LAa	A1	0	13	49	7	8	36
1	-16°24'	40°49'	LAa	A3	13	30	47	8	8	37
1	-16°24'	40°49'	LAa	B1	30	45	37	8	6	49
1	-16°24'	40°49'	LAa	B21	45	75	24	7	4	65
1	-16°24'	40°49'	LAa	B22	75	105	24	7	2	67

físicas (textura, estrutura, etc) e químicas (matéria orgânica, macro e micro nutrientes, carbono, etc).

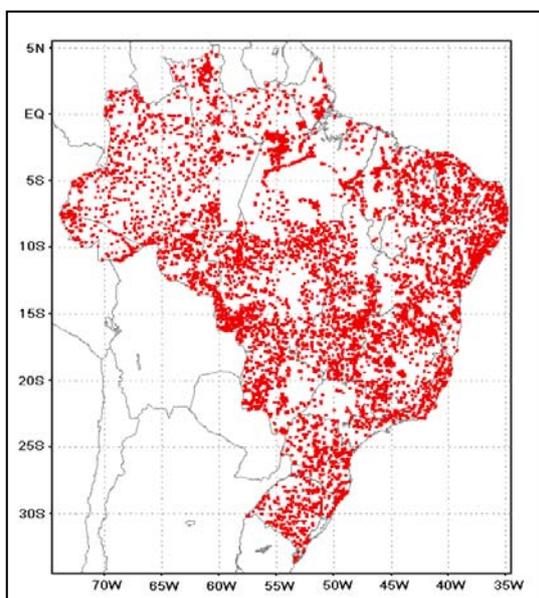


Figura 1 - Localidades com dados de propriedades físicas dos solos no Brasil. FONTE: Rossato et al. (2004).

A Figura 1 apresenta as regiões do Brasil e as localizações que dispõem de dados das propriedades básicas dos solos. Cada ponto na Figura 1 indica a localização de um perfil de solo, o qual inclui a descrição dos atributos de solos citados na Tabela 1.

METODOLOGIA

LPRM

O LPRM está baseado nas metodologias (OWE et al., 2001, DE JEU, 2003, MEESTERS et al., 2005) propostas para estimar a umidade do solo e a

profundidade óptica da vegetação a partir de micro-ondas passiva, de modo similar ao proposto pelo algoritmo de inferência SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity).

A base física do LPRM é o modelo de transferência de ordem zero Omega-tau (MO et al., 1982) como modelo de transferência radiativa. Este modelo utiliza vários parâmetros de entrada para estimar a temperatura de brilho, incluindo a temperatura da vegetação, temperatura efetiva da camada emissora da superfície do solo, albedo de espalhamento simples, emissividade da superfície do solo e transmissividade da vegetação. Matematicamente, neste modelo, a temperatura de brilho é calculada pela Equação 1.

$$T_{b(0)} = T_s \Gamma_s + (1 - \alpha_b) T_c (1 - \Gamma_v) + (1 - \epsilon_{(0)}) (1 - \alpha_b) T_c (1 - \Gamma_v) \Gamma_{(0)} \tag{1}$$

em que T_s e T_c são as temperaturas do solo e do dossel, respectivamente, ω é o albedo de espalhamento simples, Γ a transmitância do dossel e l é a polarização vertical ou horizontal. Uma descrição mais detalhada da metodologia do LPRM pode ser encontrada em Rossato et al. (2011).

No entanto, considerando que o LPRM foi desenvolvido a partir de informações da América do Norte, o presente trabalho apresenta uma nova versão para o algoritmo de inferência da umidade do solo, a qual considera as características da superfície terrestre para o território brasileiro. Para isso, dados de temperatura do solo (5 cm) e das propriedades físicas do solo foram utilizados para a obtenção de uma nova relação linear para a temperatura de superfície e da constante dielétrica do solo, respectivamente. A Figura 2 apresenta um diagrama simplificado do algoritmo de recuperação da umidade superficial do solo.

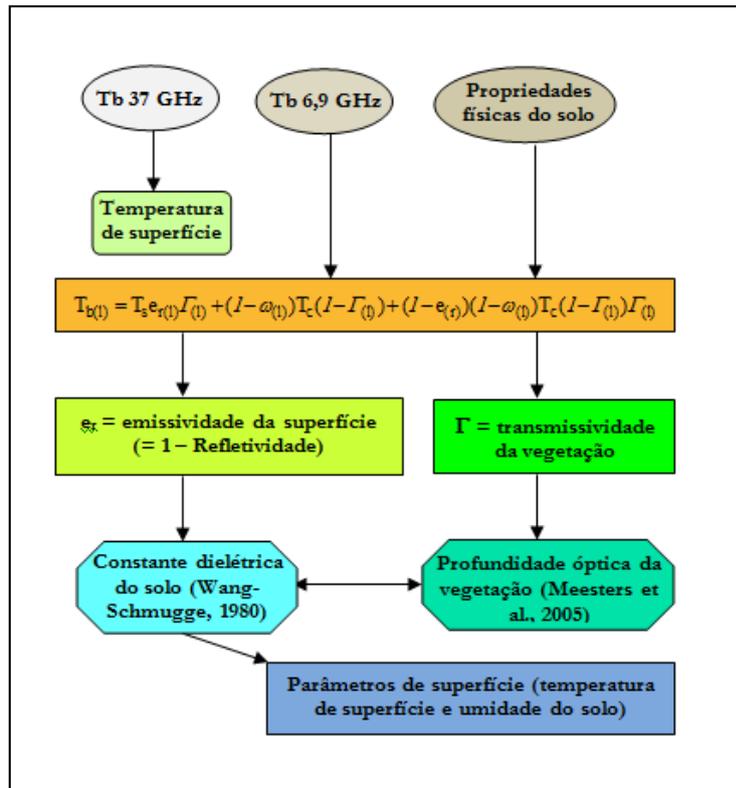


Figura 2 - Representação esquemática do algoritmo de inferência da umidade superficial do solo (LPRM/BR).

Temperatura de superfície

A temperatura de superfície consiste de uma importante variável nos modelos de transferência radiativa para inferir informações de umidade do solo e profundidade óptica da vegetação. No entanto, este parâmetro raramente é medido em estações climáticas e as estimativas de modelos numéricos apresentam um baixo nível de precisão e são, frequentemente, predispostas a grandes erros. Além disso, mesmo que existam medições em campo, elas ainda são pontuais e não fornece a informação distribuída espacialmente, o que normalmente são exigidas em diferentes aplicações.

Técnicas tradicionais utilizam medidas pontuais de temperaturas do ar e do solo para obter a temperatura média da superfície do solo espacialmente, mas estas técnicas introduzem grandes erros devido à sua variabilidade espacial.

Desse modo, o sensoriamento remoto é uma ferramenta promissora para obtenção da representatividade espacial da temperatura de superfície. A técnica tradicional para medir temperatura da superfície por satélite é a infravermelha térmica. No entanto, uma grande desvantagem desta técnica é

que nuvens e outros fenômenos atmosféricos podem perturbar e, muitas vezes, mascarar completamente o sinal. Por essa razão, o sensoriamento remoto por micro-ondas passiva é uma ferramenta mais promissora, uma vez que a atmosfera afeta muito menos o sinal em micro-ondas (VAN DE GRIEND et al., 1998; NJOKU e LI, 1999; OWE e VAN DE GRIEND, 2001; VAN DE GRIEND, 2001). A grande vantagem desta técnica é a não influência das condições atmosféricas e, assim, não requer nenhuma correção. No entanto, uma desvantagem é a necessidade de estimativas da emissividade da superfície que, por sua vez, depende da umidade do solo através da constante dielétrica. No estudo de Owe et al. (2001), a temperatura da camada de emissão foi estimada a partir de observações na frequência de 37 GHz, utilizando-se um procedimento desacoplado do algoritmo de recuperação da umidade superficial do solo. Nesta frequência (polarizada verticalmente em 37 GHz), verificaram que o valor máximo da emissividade é de aproximadamente 0,96 para os ângulos de incidência do TRMM e do SMMR, os quais são 52,8° e 50,3° respectivamente. Assim, concluíram que a emissividade (apesar de diminuir com a umidade do solo) sempre estará acima de 0,9 para esta

frequência, até mesmo para condição de saturação. Consequentemente, o efeito da umidade do solo para esta frequência é pequeno e a emissividade é predominantemente uma função da temperatura de superfície. Baseado nesta consideração, a temperatura de brilho em 37 GHz foi comparada com medidas de temperatura do solo obtidas a partir de observações em campo e de satélite.

Conforme já ressaltado, para comparar a temperatura de brilho em 37 GHz com medidas de temperatura do solo, torna-se necessário dispor de observações de campo e da passagem do satélite ao mesmo tempo. Desse modo, para a estimativa da temperatura de superfície do LPRM original, que considera a metodologia proposta por Owe et al. (2001), foram coletados dados de temperatura do solo na profundidade de 5 cm em 8 sítios de Oklahoma (EUA) e posterior comparação com a temperatura de brilho do satélite TRMM em 37 GHz, cujas passagens são próximas aos sítios selecionados.

Uma relação linear entre a temperatura do solo a 5 cm e a temperatura de brilho em 37 GHz foi obtida para todas as estações de Oklahoma, a qual é descrita abaixo:

$$T_{s[5cm]} = 0,754T_{b(37GHz)} + 82,043 \quad (2)$$

Essa relação tem um coeficiente de correlação de 0,84 e um erro padrão de 3,64 K, para 1881 pontos. Segundo Owe et al. (2001), as diferenças na umidade do solo e o tipo de solo não parece ter uma influência considerável nesta relação, mas as discrepâncias observadas foram devido à resolução espacial dos dados (pontuais para os observados e média do pixel para os derivados de satélite).

No entanto, as temperaturas do solo a 5 cm de profundidade não são representativas da umidade do solo em 6,6 GHz. Assim, uma relação entre a temperatura do solo em 5 e 1,25 cm foi calculada utilizando-se outro conjunto de observações (em solos nu e com vegetação) para obter a relação final entre as temperaturas do solo em 1,25 cm e as observações por satélite em 37 GHz.

$$T_{s[1,25cm]} = 1,142T_{s[5cm]} - 41,143 \quad (3)$$

Combinando as Equações 2 e 3, Owe et al. (2001) encontraram uma relação entre as observações na frequência em 37 GHz polarizada verticalmente e a temperatura do solo (profundidade de 1,25 cm), cuja equação é dada por:

$$T_s = 0,861T_{b(37GHz) [v]} + 52,55 \quad (4)$$

A equação acima foi utilizada para calcular a temperatura de emissão da camada da superfície para a profundidade de 1,25 cm. Esta equação pode ser utilizada em escala global para calcular a temperatura da camada emissora em 6,6 GHz. No entanto, a relação acima está baseada em medidas de temperatura do solo obtidas em sítios dos EUA.

Assim, com o intuito de avaliar a temperatura de superfície derivada a partir das observações em micro-ondas sobre o continente sul-americano, Rosato (2010) observou que o LPRM superestimou a temperatura de superfície em aproximadamente 6 a 10 K.

Portanto, para garantir a confiabilidade dos resultados e, principalmente, da aplicação do algoritmo de recuperação da temperatura de superfície, torna-se necessário avaliar com mais detalhes a capacidade de recuperação do algoritmo considerando as características da superfície terrestre do Brasil.

Para desenvolver um novo algoritmo para estimativa da temperatura de superfície para o território brasileiro foram consideradas informações de temperatura medidas “in situ” e as derivadas por satélite em 37 GHz. Com relação aos dados de temperatura de brilho em 37 GHz, estas foram derivadas a partir das observações do sensor AMSR-E, selecionando-se as passagens mais próximas dos sítios selecionados. A partir dessas informações, uma nova relação linear foi determinada para calcular a temperatura de superfície e acoplada ao LPRM, considerando as características oriundas do território brasileiro.

Validação

A qualidade dos produtos de umidade do solo derivados do sensor AMSR-E depende da validação com dados medidos “in situ”. Portanto, para este estudo foram utilizados dados de umidade do solo coletados durante o Experimento de Umidade do Solo em 2003 (Soil Moisture Experiment 03 – SMEX03) realizado no município de Barreiras, localizado no Estado da Bahia, Brasil. Além destes, dados de outro sítio experimental, Pé de Gigante (localizado no Estado de São Paulo), foi selecionado para a validação.

O Experimento SMEX03 selecionou uma sub-região de Cerrado como área de estudo, com o objetivo de entender a influência da umidade do solo e das culturas nas interações entre a superfície da Terra e a atmosfera. Para isso, dados de umidade do solo (média diária) foram coletados em cinco diferentes pontos (BA-06, BA-10, BA-11, BA-13 e BA-17) durante seis dias consecutivos, de 02 a 08 de

dezembro de 2003; exceto em três sítios (BA-11, BA-13, BA-17) em que ocorreram algumas falhas nas medidas. Portanto, as séries de dados estão incompletas, isto é, para o sítio BA-11 não se têm medidas para o dia 02 de dezembro; o sítio BA-13 possui dados apenas para o dia 02, enquanto o BA-17 possui medidas até o dia 05 de dezembro. Assim sendo, no presente trabalho, os sítios BA-13 e BA-17 não foram considerados para a comparação com os resultados de umidade do solo derivados a partir das observações do sensor AMSR-E, em razão da ausência de dados na série. Além das informações de umidade do solo, a base de dados coletados do SMEX03 também inclui dados de temperatura do solo (5 cm). Segundo Di Bello (2005), as medidas foram obtidas, a cada 15 minutos, utilizando-se a sonda *Theta Probe* – TP, Delta-T.

O outro sítio experimental, Pé de Gigante, está localizado em Santa Rita do Passa Quatro, Estado de São Paulo, cujas coordenadas geográficas são 21°36'44''S e 47°34'41''W. Uma torre micrometeorológica está instalada na área, onde o tipo de solo predominante é a Areia Quartzosa eutrófica e a vegetação é o cerrado (correspondendo a 79% da área). O clima é úmido no verão e no inverno é ameno e seco. De acordo com os dados disponíveis da estação meteorológica do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE/SP), a estação seca é predominante nos meses de maio a setembro, apresentando baixos índices de precipitação (BRUNO, 2004). Uma torre meteorológica de 21 m de altura foi instalada no setor noroeste do município de Santa Rita do Passa Quatro em outubro de 2000. Um refletômetro no domínio da frequência - *FDR CS615-G* (Campbell Scientific, v. 8221-07) foi utilizado para obter as informações da umidade do solo nas profundidades de 0,1, 0,2, 0,5, 0,8, 1,0, 1,5, 2,0 e 2,5 m (ROCHA et al., 2002). Os dados utilizados no presente trabalho são do período de agosto a dezembro de 2003. Portanto, considerando a quantidade de dados diários, para este sítio foi calculada a média mensal da umidade do solo.

Assim, as informações da umidade do solo obtidas pelo algoritmo LPRM original e pela versão calibrada (LPRM/BR), utilizando as observações em micro-ondas, foram comparadas com as observações de campo obtidas durante o período de dados de cada sítio experimental.

Considerando que os dados de satélites são obtidos em grade regular de 0.5°, os valores de umidade do solo (banda C) foram coletados para um pixel próximo a região dos sítios experimentais.

Rossato et al. (2004) concluíram que a variação do conteúdo de água no solo depende: dos diferentes sistemas sinóticos que atuam no Brasil em determinados períodos e regiões, os quais alteram o regime de precipitação; do tipo de cobertura vegetal predominante na área de estudo, já que esta afeta a taxa de evapotranspiração; e, conseqüentemente, da inter-relação de todas as variáveis que constituem o sistema solo-planta-atmosfera. Assim sendo, a precipitação pode ser considerada como um fator dirigente da umidade do solo.

Portanto, na ausência de dados de umidade do solo obtidos “in situ” sobre o território brasileiro, as séries temporais de umidade do solo derivada do LPRM e LPRM/BR também foram comparadas com dados de reanálise da umidade do solo do modelo Eta e com dados de precipitação observada disponíveis no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

A base de dados de precipitação observada, disponibilizada pelo CPTEC/INPE, consiste de uma série de dados de precipitação mensal acumulada do ano de 2003. As grades de precipitação interpolada (1° x 1°) sobre a América do Sul são criadas a partir de dados de precipitação de diversas estações. Os dados de precipitação são coletados diariamente e a chuva é acumulada em 24 horas, sendo estas 24 horas definidas entre as 12UTC de um determinado dia e do dia anterior.

Com relação à base de dados de umidade do solo, as Reanálises Regionais da América do Sul foram geradas a partir do modelo regional Eta do CPTEC/INPE, com resolução espacial de 40 km e 38 níveis na coordenada vertical eta. A reanálise foi realizada com o sistema de assimilação RPSAS (Regional Physical Space Statistical Analysis System), desenvolvido no CPTEC a partir do PSAS. Mais informações sobre o sistema de análises podem ser vistas em Cohn et al. 1998. Mais informações sobre o modelo Eta podem ser vistas em Black, 1994 e em Mesinger et al., 1988. Os produtos derivados das reanálises, para o período de 2000-2004, podem ser acessados livremente no site ftp://lba.cptec.inpe.br/lba_archives/PC/PC-404/regional_reanalysis/. Descrições mais detalhadas destas bases de dados podem ser encontradas em Rossato et al. (2011).

Para a validação, valores médios mensais para (i) estação chuvosa (Janeiro e Abril) e (ii) estação seca (Julho e Outubro) foram considerados neste estudo. Finalmente, para verificar o impacto das características da superfície terrestre no Brasil, ferramentas estatísticas foram utilizadas para avaliar o desempenho do LPRM e LPRM/BR em relação às

demais base de dados (umidade do solo, observada e a obtida pela reanálise do modelo Eta, e precipitação). A fim de verificar o grau de associação, utilizou-se o coeficiente de correlação. Outro método muito utilizado para estimar a magnitude do erro da simulação é o método da raiz do erro médio quadrático imparcial (REM_{QM}), proposto por Pielke (2002).

Outra estatística utilizada para calcular o erro sistemático das simulações em relação aos dados observados é o BIAS médio. Este é calculado como a diferença entre os dados observados e os dados simulados.

Assim sendo, a partir das estatísticas apresentadas acima, avaliou-se o desempenho das versões original e atualizada do LPRM com a utilização de diferentes dados observacionais de umidade do solo.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Considerando que cada região e/ou continente possui características distintas, o objetivo deste trabalho foi avaliar o impacto das características da superfície terrestre nos produtos de temperatura de superfície e de umidade do solo derivada a partir do LPRM, utilizando observações do sensor AMSR-E (banda C).

Para calibrar o LPRM considerando as características dos solos do Brasil, um novo procedimento desacoplado do LPRM foi desenvolvido para estimar a temperatura da camada de emissão, o qual utiliza dados de temperatura observada do solo (para a profundidade de 5 cm) e de temperatura de brilho em 37 GHz do satélite Aqua sobre o território nacional.

Para comparar a temperatura de brilho 37 GHz a medições de temperatura do solo, é necessário ter observações de campo, ao mesmo tempo e localização da passagem do satélite. Assim, dados de temperaturas do solo (T_s), selecionados a partir de dois diferentes sítios no Brasil (Fazenda Experimental Bacia Escola, localizada no Estado da Paraíba, e Estação Meteorológica da Água Funda, em São Paulo), foram comparados com os dados de temperaturas de brilho (T_b), polarizada verticalmente, em 37 GHz do satélite AMSR-E. Desse modo, uma nova relação linear entre T_s e T_b foi obtida a partir das informações das estações do Brasil e inserida no LPRM, cuja equação é dada por:

$$T_s = 0,4883 T_{b(37\text{ GHz})} + 168,73 \quad (5)$$

em que T_b é a temperatura de brilho polarizada verticalmente para a frequência de 37 GHz.

A distribuição espaço-temporal da temperatura de superfície obtida pelo LPRM/BR para todo o território brasileiro, durante os meses representativos das diferentes estações do ano (Janeiro, Abril, Julho e Outubro) do ano de 2003, é apresentada na Figura 3. Os valores médios mensais dos pixels foram calculados através das passagens diárias ascendentes e descendentes, totalizando 738 passagens sobre o território brasileiro durante as estações chuvosa e seca. A partir dos resultados, observa-se que durante o mês de janeiro a temperatura de superfície é alta para quase todo o território. A partir de abril, as temperaturas diminuem em algumas regiões do Sul e Sudeste do Brasil. No mês de julho, além das regiões Sul e Sudeste, também surgem algumas áreas no Centro-Oeste do Brasil com temperaturas mais amenas. Porém, deve-se ressaltar que este período coincide com a estação outono-inverno do Hemisfério Sul. Em outubro, as regiões caracterizadas por baixas temperaturas são reduzidas nas regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul; enquanto que, para as regiões Norte e Nordeste, as temperaturas permanecem elevadas. Este regime de temperatura é caracterizado pelo período de transição entre a estação seca e a estação chuvosa do Brasil.

No entanto, para garantir a confiabilidade dos resultados e, principalmente, da aplicação do algoritmo de recuperação da temperatura de superfície, deve-se acrescentar observações “*in situ*” a fim de se avaliar com mais detalhes a capacidade de recuperação do algoritmo e, conseqüentemente, verificar quais as possíveis melhorias obtidas.

Assim, os dados de temperatura de superfície derivados do LPRM e LPRM/BR, obtidos a partir das informações do sensor AMSR-E, foram validados com os dados observados Experimento SMEX03. Considerando que os dados de satélites são obtidos em grade regular de $0,5^\circ$, os valores de temperatura de superfície foram extraídos para um pixel próximo à região dos sítios experimentais BA-06, BA-10 e BA-11, cujas coordenadas geográficas são -12° de latitude e $-45,2^\circ$ de longitude.

A Figura 4 ilustra a variação média diária das temperaturas de superfície derivadas pelos algoritmos LPRM e LPRM/BR (médias diárias das passagens ascendentes e descendentes), utilizando as informações do sensor AMSR-E em 37 GHz, e as medidas (média das observações coletadas em diferentes horários) obtidas durante o experimento SMEX03 para os sítios BA-06, BA-10 e BA-11 durante o período de 2 a 8 de dezembro de 2003. Os resulta-

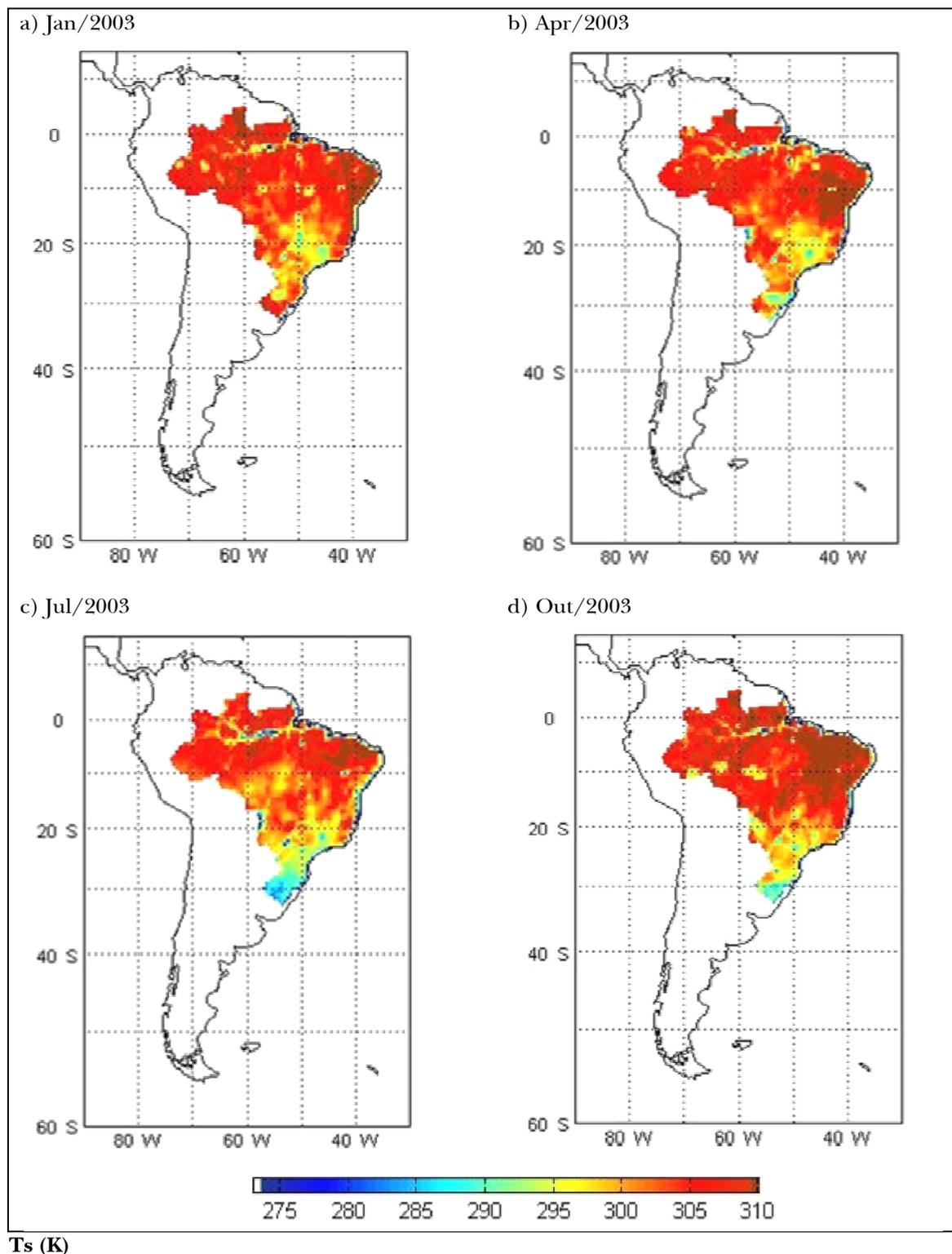


Figura 3 - Distribuição espaço-temporal da temperatura de superfície (K) corrigida para as condições da superfície terrestre para o Brasil, a qual foi derivada das observações do sensor AMSR-E durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.

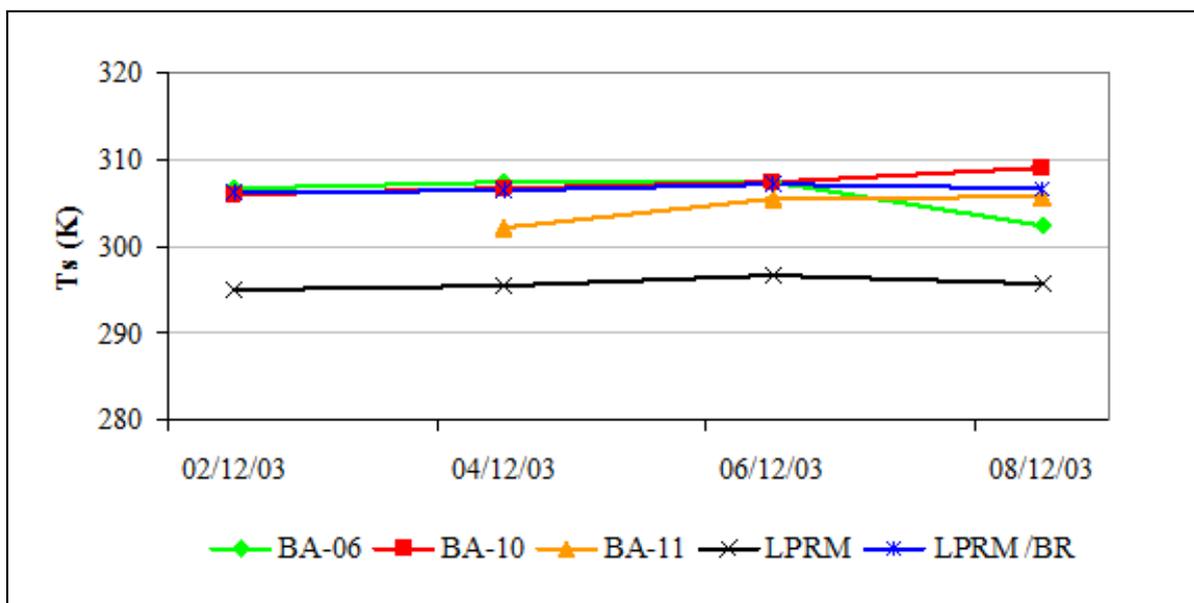


Figura 4 - Séries temporais das temperaturas do solo (5cm), média diária, obtida para os sítios BA-06, BA-10, BA-11 no escopo do experimento SMEX03 e aquelas (superfície) derivadas pelo algoritmo LPRM original e calibrado (LPRM/BR).

Tabela 2 - Coeficientes de correlação (R), BIAS e raiz do erro médio quadráticos imparcial (REM_Q) obtidos a partir dos dados de temperatura de superfície derivada pelo LPRM e pelo LPRM/BR, utilizando-se dados do sensor AMSR-E (banda C), e dados medidos “in situ” em cada sítio experimental do SMEX03.

Sítios	LPRM			LPRM/BR		
	R	BIAS	REM _Q	R	BIAS	REM _Q
		(K)	(K)		(K)	(K)
BA-06	-0,03	-10,21	0,83	-0,05	-0,7	0,45
BA-10	0,52	-11,48	0,49	0,52	0,58	0,27
BA-11	0,74	-8,68	0	0,77	-2,22	0

dos mostram que os valores de Ts obtidas com o LPRM estão subestimados em relação aos dados observados; enquanto que o LPRM/BR produziu uma série de dados próximos aos valores obtidos nos sítios experimentais do SMEX03.

Para melhor avaliar o grau de associação entre os resultados de temperatura de superfície do LPRM e os observados, calcularam-se os coeficientes de correlação, BIAS e o REM_Q para cada sítio do SMEX03, cujos valores são apresentados na Tabela 2. De acordo com os resultados, observa-se que,

tanto para o LPRM como para o LPRM/BR, o sítio BA-11 mostrou valores de correlação mais significativos do que o sítio BA-06 e BA-10. No entanto, a melhor correlação (r=0,77) foi obtida quando se comparou o LPRM/BR com os dados medidos no sítio BA-11. Conforme ressaltou Rossato (2010), embora os sítios experimentais estejam localizados dentro de um mesmo município, tais divergências podem ser decorrentes das diferenças nas resoluções espacial e temporal entre os dados observados (pontuais) e o de satélite (pixel de 0.5°). Portanto,

os melhores resultados estatísticos (R, bias e REMQ) foram obtidos para a temperatura de superfície derivada do LPRM/BR no sítio BA-11.

Outra característica que também deve ser ressaltada é a subestimativa da temperatura de superfície (aproximadamente 10 K) derivada pelo LPRM. Os resultados obtidos com o LPRM/BR mostram que este problema foi solucionado (com desvio de aproximadamente 1 K), quando se utilizou a relação linear ajustada com dados do território brasileiro (Equação 5).

Considerando que além da temperatura de superfície, a constante dielétrica do solo também é um dos parâmetros de entrada utilizados para a estimativa da umidade do solo, dados das propriedades físicas do solo do território brasileiro foram incluídos, uma vez que estes são funções diretas da constante dielétrica do solo.

Para o cálculo da constante dielétrica, o LPRM utiliza o modelo de Wang-Schmugge (1980), o qual depende das informações sobre os conteúdos de areia e de argila e da porosidade dos solos. Os dados pontuais destas propriedades físicas do solo, oriundos dos levantamentos pedológicos realizados pelo RADAMBRASIL e pela Embrapa, foram interpolados na resolução espacial de $0,5^\circ$, utilizando o método Krigging (OLIVER e WEBSTER, 1990). Desse modo, as informações pedológicas foram inseridas no algoritmo de inferência da umidade superficial do solo (LPRM) para obter novos resultados do conteúdo de água volumétrica para a camada superficial (aproximadamente em 2 cm).

Assim sendo, a umidade superficial do solo foi derivada a partir do LPRM/BR para todo o território nacional, utilizando as observações do sensor AMSR-E (banda C) para o ano de 2003, conforme ilustrado na Figura 5. Os valores médios mensais da umidade do solo durante os meses de estação chuvosa (Janeiro e Abril) e seca (Julho e Outubro) foram obtidos similarmente ao calculado para a Figura 3, conforme mencionado anteriormente.

A fim de avaliar os padrões sazonais da umidade do solo para o Brasil, consideraram-se apenas os meses de maior representatividade das estações do ano (janeiro, abril, julho e outubro). Assim, nos meses representativos da estação chuvosa (Fig. 5a e 5b), observam-se valores do conteúdo de água no solo superior a $0,3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ em quase todo o continente brasileiro, incluindo a região Nordeste do Brasil. Nesta região, o aumento de água no solo ocorre devido ao período da estação chuvosa, que tem início em fevereiro e estende-se até o mês de maio. Durante este período, o principal sistema causador de chuvas nesta sub-região é a zona de convergência

intertropical (ZCIT). Para os meses representativos da estação seca (Fig. 5c e 5d), com exceção das regiões Norte e Sul, verifica-se uma diminuição da umidade do solo em diversas áreas das regiões Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste do Brasil. No entanto, ressalta-se que, além da diminuição da umidade do solo durante os meses de baixa precipitação (julho e outubro), algumas áreas da região Norte, Sul e Sudeste também permaneceram com baixos índices de umidade do solo ($< 0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) durante os meses janeiro e abril (meses de estação chuvosa). Provavelmente, este resultado pode ter sido influenciado pelo alto conteúdo de água da vegetação. Com o intuito de apresentar uma distribuição espacial e temporal mais realista e confiável da umidade do solo, considerou-se uma máscara que elimina os dados incertos em áreas que possuem vegetação densa (região Amazônica) ou que apresentam erros excessivos. Tal máscara foi aplicada considerando o estudo realizado por Njoku e Li (1999), que verificaram que o limite para detectar as variações na umidade do solo em 6,6 GHz é alcançado quando a cobertura vegetal tem conteúdo de água da vegetação (VWC) de $1,5 \text{ kg m}^{-2}$, correspondendo a uma profundidade de vegetação óptica de aproximadamente 0,75. Por essa razão, a fim de evitar erros excessivos e gerar dados não confiáveis, Rossato et al. (2011) excluíram as áreas cuja profundidade óptica da vegetação eram superiores a 0,75. Desse modo, neste trabalho, os resultados de umidade do solo obtidos pelo LPRM/BR, cuja profundidade óptica da vegetação é superior a 0,75, não foram considerados como confiáveis.

Para melhor avaliar o impacto das novas características da superfície terrestre para solos brasileiros, os resultados de umidade do solo obtidos a partir do LPRM/BR (cuja versão inclui a nova relação linear da temperatura de superfície e as propriedades físicas do solo) também foram comparados com os dados observados de umidade do solo coletados em diferentes sítios.

A Figura 6 apresenta as séries temporais de umidade do solo (médias diárias calculadas similarmente à metodologia aplicada para a obtenção da Figura 4) para cada sítio experimental do SMEX03 (BA-06, BA-10 e BA-11) e as informações derivadas pelas duas versões do LPRM, original e atualizada (LPRM/BR), obtidas a partir das observações do AMSR-E (banda C). Os resultados mostram que a série temporal da umidade do solo derivada pelo LPRM/BR aproximou-se mais das séries obtidas "in situ"; enquanto a versão original do LPRM superestimou os valores de umidade do solo nesta região de estudo.

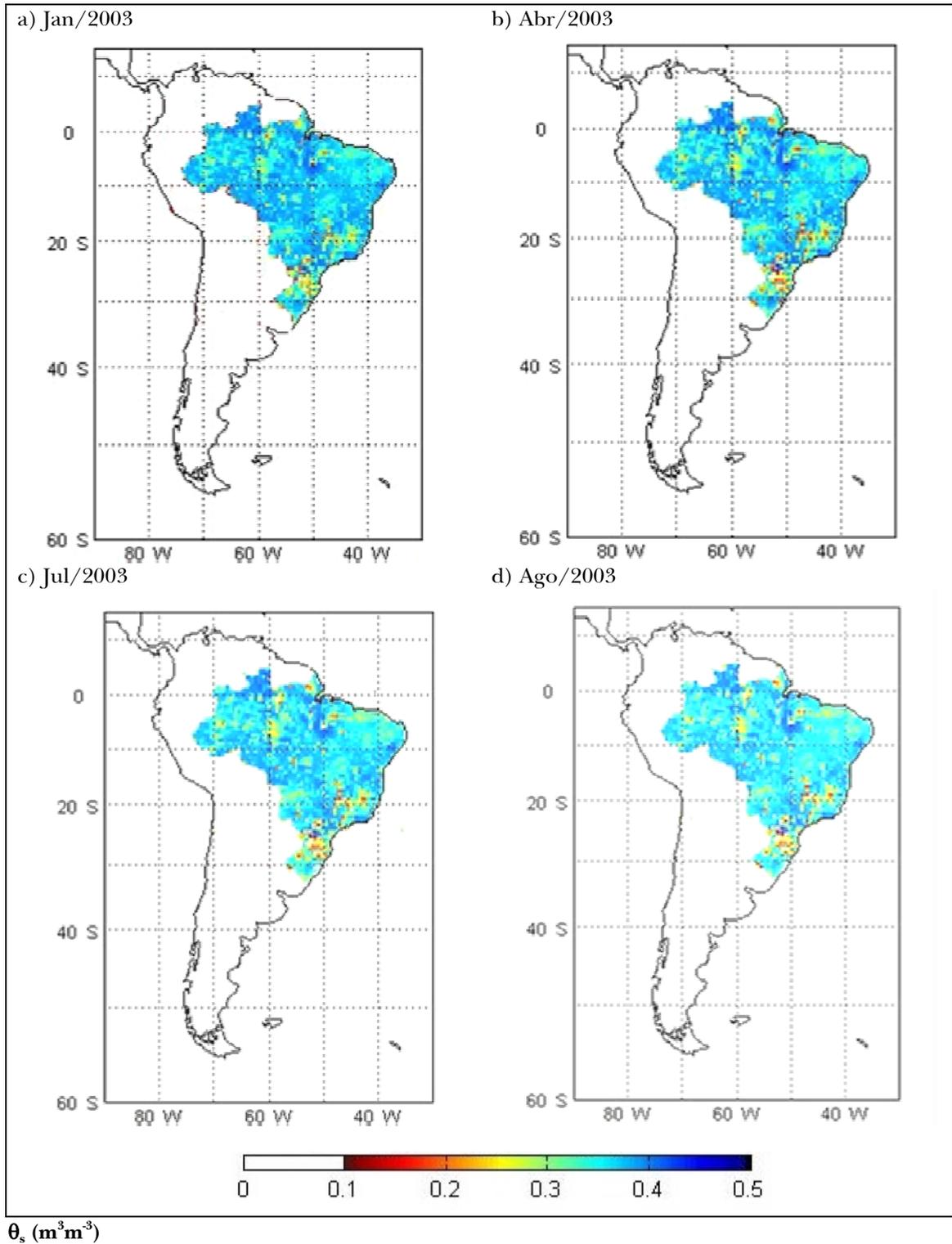


Figura 5 - Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo (m^3m^{-3}) corrigida para as condições da superfície terrestre para o Brasil (LPRM/BR), a qual foi derivada das observações do sensor AMSR-E durante os meses de janeiro, abril, julho e dezembro de 2003.

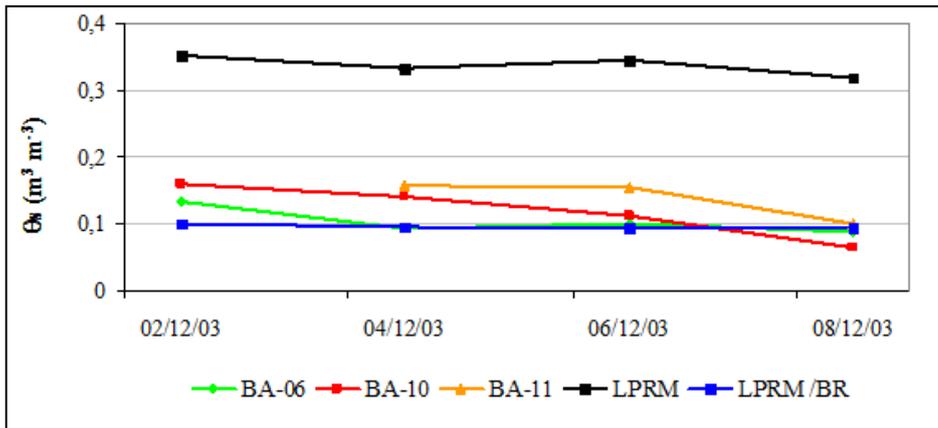


Figura 6 - Séries temporais da umidade superficial do solo (θ_s), média diária, obtida para os sítios experimentais BA-06, BA-10 e BA-11 do SMEX03 (Barreiras/BA, Brasil), e derivada pelo algoritmo LPRM e LPRM/BR durante o período de 02 a 08 de dezembro de 2003.

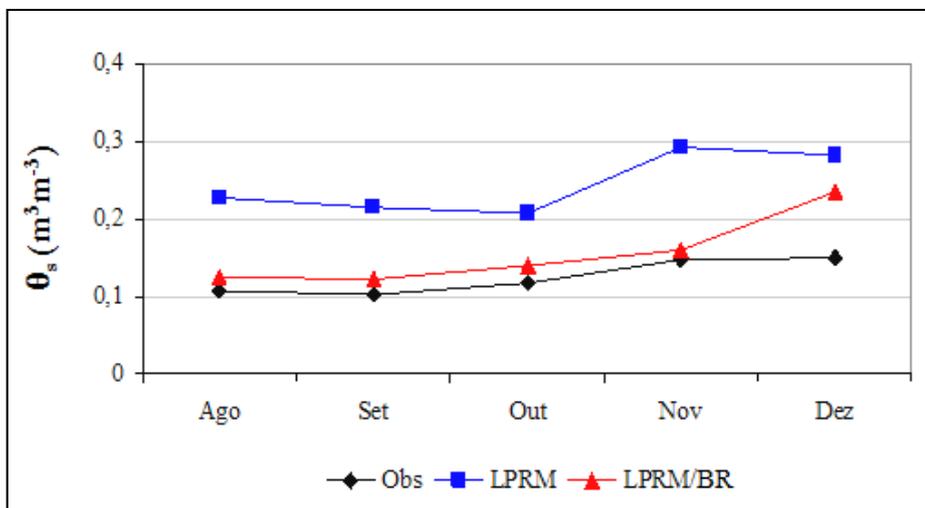


Figura 7 - Séries temporais da umidade superficial do solo, média mensal, obtida para o sítio Pé de Gigante (SP), Brasil, e a derivada pelo algoritmo LPRM e LPRM/BR durante o período de agosto a dezembro de 2003.

Tabela 3 - Coeficientes de correlação (R), BIAS e raiz do erro médio quadrático imparcial (REM_Q) obtidos entre os dados de umidade superficial do solo derivada pelo sensor AMSR-E (banda C) e a medida “in situ” em sítios diferentes sítios experimentais: SMEX03 (BA-06 e BA-10) e Pé de Gigante (Santa Rita do Passa Quatro, SP).

Sítios	LPRM			LPRM/BR		
	R	BIAS	REM _Q	R	BIAS	REM _Q
		($m^3 m^{-3}$)	($m^3 m^{-3}$)		($m^3 m^{-3}$)	($m^3 m^{-3}$)
BA-06	0,78	0,23	0,47	0,94	0,01	0,13
BA-10	0,79	0,22	0,12	0,84	0,02	0,01
BA-11	0,87	0,2	0,01	0,84	0,04	0
Pé de Gigante (SP)	0,67	0,12	1,25	0,74	0,02	0,94

Dados de umidade do solo obtidos do sítio Pé de Gigante, localizado em Santa Rita do Passa Quatro (SP), também foram utilizados para a validação. As séries temporais de umidade do solo observada e a derivada pelas duas versões do LPRM, original e calibrada (LPRM/BR), estão ilustradas na Figura 7. Para esta região também se observou que a série temporal da umidade do solo derivada pelo LPRM/BR mostra valores mais próximos dos dados observados, os quais são considerados "verdade" terrestre.

As análises estatísticas, apresentadas na Tabela 3, também indicam uma melhoria significativa do LPRM/BR, para os sítios experimentais BA-06 e BA-10 do SMEX03, cujas correlações foram iguais a 0,94 e 0,84, respectivamente. Com relação aos resultados de BIAS e REMQ, também se observou diferenças significativas para o LPRM/BR, apresentando um valor de 0,01 de bias para o sítio BA-06 e REMQ igual a 0 para o sítio BA-11, enquanto que para a versão original do LPRM, o bias foi de até 0,23 para o sítio BA-06. Portanto, as estatísticas apresentadas na Tabela 3 mostram que o LPRM/BR apresenta melhores valores de R, BIAS e REMQ para os diferentes sítios experimentais.

Numa análise comparativa entre diferentes modelos de recuperação da umidade do solo para um determinado sítio na região semiárida da Espanha, Wagner et al. (2007) verificaram que a estimativa da umidade do solo obtida a partir do LPRM apresentou a correlação mais alta com a umidade do solo obtida em campo. Este resultado também corrobora com o potencial do algoritmo de inferência da umidade do solo utilizando micro-ondas passiva.

Por outro lado, considerando a grande extensão territorial do Brasil e a ausência de dados de umidade do solo obtidos "in situ", dados de reanálise do modelo Eta também foram utilizados para comparação com as informações derivadas do LPRM/BR.

A fim de encontrar um resultado mais realista e confiável entre as bases de umidade do solo obtidas pelo LPRM e pela reanálise, os dados incertos em áreas que apresentam vegetação densa (por exemplo, região Amazônica) ou que apresentam erros excessivos (valores baixos e constantes, conforme ilustrado na Fig. 5) foram eliminados, em conformidade com a metodologia aplicada por Rossato et al. (2011). Ou seja, regiões que apresentaram profundidade óptica da vegetação superior a 0,75, eliminou-se o valor de umidade do solo.

Para comparação das bases de dados, a resolução espacial de 0,5° foi estabelecida tanto para as informações derivadas do LPRM quanto para as de

Reanálise do modelo Eta. Desse modo, mapas de correlações entre os diferentes conjuntos de dados de umidade do solo, LPRM e LPRM/BR, com a reanálise de modelo Eta foram gerados, os quais estão ilustrados na Figura 8. Altas correlações indicam as regiões com dados confiáveis, uma vez que os conjuntos de dados são independentes e, assim, a umidade do solo é apresentada com mais acurácia. Os "pixels" em branco representam as áreas mascaradas ou áreas que não possuem nenhuma correlação com a reanálise do modelo Eta. Os dados confiáveis foram definidos como aqueles que mostraram R superior a 0,8, o que é coerente com os valores considerados em outros estudos (por exemplo, os de WAGNER et al., 2007 e de REICHLE et al., 2004). Logo, a correlação entre o modelo ETA e a umidade do solo derivada com o LPRM/BR (Fig. 7b) também mostrou valores mais elevados nas regiões Nordeste, Central e Sul do Brasil, resultado este não observado na Figura 8a, quando se utilizou a primeira versão do LPRM. Portanto, esta análise indica que a atualização do LPRM permite gerar resultados mais satisfatórios. A Fig. 8c apresenta as regiões do LPRM que melhor se correlacionou com LPRM/BR. Através desta, observa-se que algumas regiões do Nordeste e do Sul que não se correlacionaram com o LPRM, ou seja, o LPRM/BR apresentou boa correlação com a umidade do solo obtida pela reanálise do modelo Eta em regiões não verificadas pelo LPRM.

A umidade do solo também é uma variável dependente da precipitação; apesar de não ser diretamente comparável. No entanto, devido à falta de dados observados de umidade do solo, um conjunto de dados de precipitação do CPTEC/INPE também foi utilizado para comparação com os diferentes conjuntos de dados de umidade do solo (reanálise do modelo Eta, LPRM e LPRM/BR), conforme ilustrado na Figura 9. Para a comparação, os dados de umidade do solo foram reamostrados para a mesma resolução espacial (1°x 1°) da base de dados de precipitação do CPTEC/INPE. Os resultados mostraram que, para a precipitação do CPTEC/INPE e a umidade do solo derivada do LPRM (precipitação x LPRM), Fig. 9b, apresenta diversas áreas com correlações superiores a 0,8 nas regiões Centro-Oeste e Nordeste do País. Baseado nesta verificação, Rossato et al. (2011) afirmaram que o algoritmo LPRM possui alto potencial de estimar a variabilidade sazonal da umidade do solo; portanto, a fim de verificar esta afirmativa, com a inclusão das características da superfície terrestre do Brasil, também comparou-se as bases de dados de precipitação e de umidade do solo derivada a partir da versão atualizada do

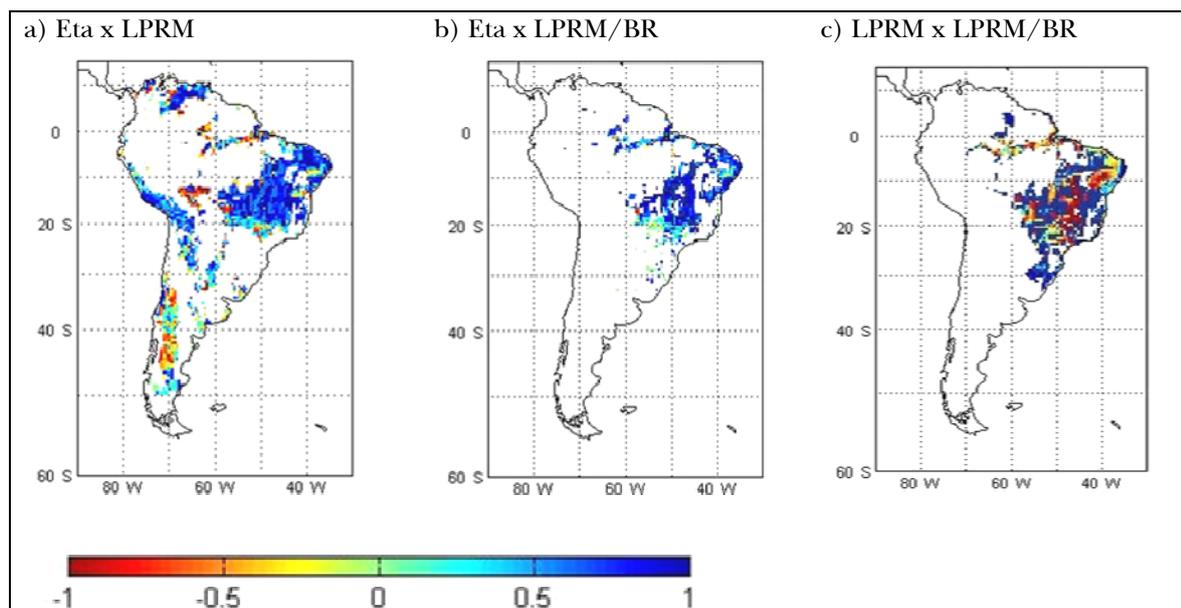


Figura 8 - Mapas de correlação obtidos entre os produtos de umidade do solo durante o ano de 2003: a) reanálise do modelo Eta x LPRM para a América do Sul (Rossato et al., 2011), b) reanálise do modelo Eta x LPRM/BR e c) LPRM x LPRM/BR para o Brasil.

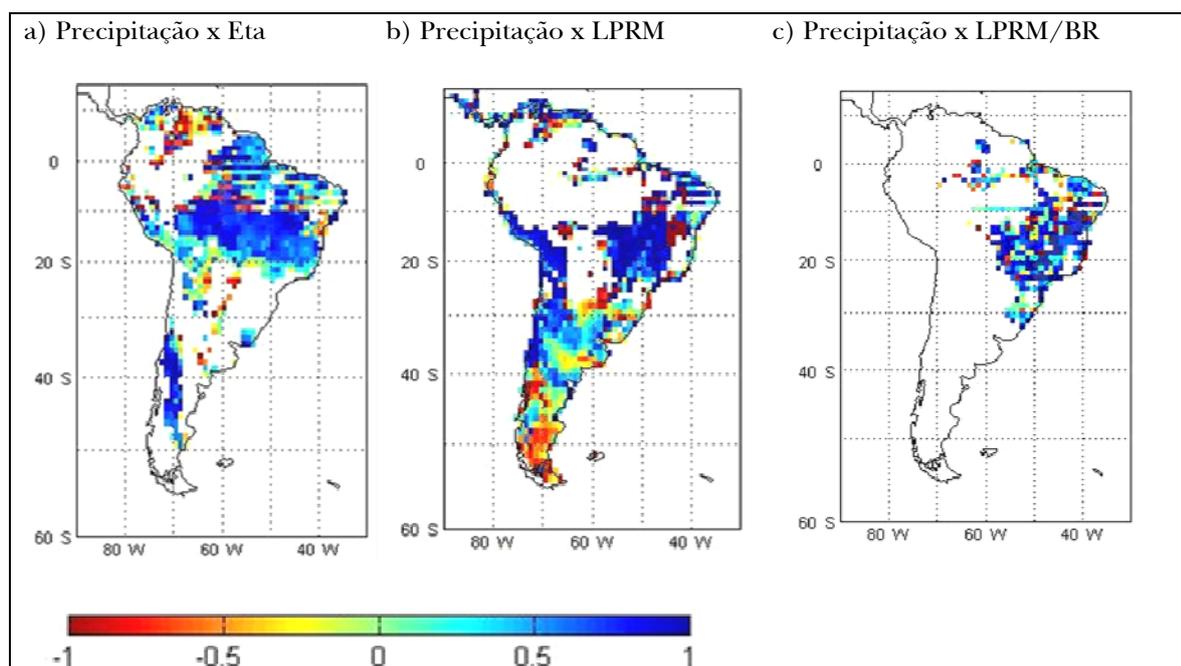


Figura 9 - Mapas de correlação entre a precipitação observada do CPTEC/INPE e os produtos de umidade do solo, durante o ano de 2003, derivados do modelo Eta (a), do algoritmo LPRM sobre a América do Sul (b), ambos apresentados por Rossato et al. (2011), e do LPRM/BR (c) sobre o território brasileiro, utilizando observações do sensor AMSR-E (banda C).

algoritmo. Analisando a Fig. 9c (precipitação x LPRM/BR), observa-se que novas áreas de correlações positivas foram encontradas, tais como nas regiões Sul do Nordeste (10° S e 20° S) quando comparadas com o LPRM. Para a região Sudeste, que compreende os limites 20° S e 30° S, o LPRM/BR também apresentou correlações positivas da mesma forma que o LPRM; porém, nota-se uma variabilidade maior das correlações quando se utiliza o LPRM/BR. Com relação à região Norte, ressaltase que a ausência de informações, tanto no LPRM como no LPRM/BR (Fig. 8b, 9b e 9c), está relacionada à limitação do sensor AMSR-E (banda C) para inferir dados de umidade do solo devido ao alto conteúdo de água da vegetação, conforme já discutido anteriormente. Neste caso, a inferência da umidade do solo derivada pelas duas versões do LPRM somente deverá ser melhorada com a utilização as observações de sensores em banda L (1,9 GHz), como, por exemplo, o sensor MIRAS (Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis) a bordo do satélite SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) (KERR et al., 2001).

Contudo, a partir dos resultados obtidos, pode-se observar que a distribuição espacial e temporal da precipitação está mais correlacionada com a umidade do solo derivada do LPRM (tanto a versão original quanto à atualizada), utilizando as observações do AMSR-E, que com a umidade do solo derivada da reanálise Eta. Isto pode ser devido às profundidades das camadas de solo consideradas, ou seja, 10 cm para a reanálise do modelo Eta e aproximadamente 2 cm para o AMSR-E, uma vez que a última responde mais rapidamente à precipitação. Como destacado por Reichle et al. (2004), o momento exato da ocorrência de precipitação é frequentemente incerto nos dados forçantes da atmosfera que alimentam os modelos de superfície terrestre acoplados aos modelos atmosféricos.

Finalmente, comparando as duas versões do algoritmo de inferência da umidade do solo (LPRM e LPRM/BR), verifica-se que, quando comparado com a reanálise do modelo Eta, obtém-se algumas correlações positivas nas áreas não observadas pelo LPRM, como por exemplo, a região Sul do País. Porém, quando a umidade do solo do LPRM foi comparada com a precipitação, observou-se o LPRM/BR apresentou um aumento de correlações positivas para a região 10° - 20° S (Nordeste) e 20° - 30° S (Centro-Oeste) do País. Nas demais regiões, a variabilidade da correlação foi maior quando comparada ao LPRM. Em geral, o LPRM/BR apresentou resultados satisfatórios para a umidade do solo

quando comparado com as diferentes bases de dados de umidade do solo (observacionais e modelo) e de precipitação.

CONCLUSÕES

A fim de verificar as melhorias no algoritmo LPRM a partir da inclusão das características da superfície terrestre, o objetivo do presente estudo foi desenvolver um procedimento desacoplado do LPRM para estimar a temperatura da camada de emissão. Este procedimento, o qual está baseado na metodologia proposta por Owe et al. (2001), foi realizado utilizando dados de temperatura observada do solo (para a profundidade de 5 cm), T_s , e de temperatura de brilho, T_b , em 37 GHz do satélite Aqua sobre o território brasileiro. Assim sendo, uma nova relação linear entre T_s e T_b foi obtida para a determinação da temperatura da camada de emissão no LPRM (Eq. 5).

Além disso, para melhor avaliar o padrão de umidade do solo derivada das informações do sensor em micro-ondas (AMSR-E/Aqua - banda C), dados de propriedades físicas do solo extraídas do Levantamento e Reconhecimento de Solos da EMBRAPA e do Projeto RADAMBRASIL foram incluídos no LPRM.

Portanto, novos resultados de umidade superficial do solo foram obtidos utilizando a nova versão do LPRM (LPRM/BR) e validados com dados observados em dois diferentes sítios brasileiros: SMEX03 e Pé de Gigante. Os resultados indicaram que o LPRM/BR apresentou resultados satisfatórios para a umidade do solo quando comparado com o LPRM, uma vez que este superestimou os valores de umidade do solo. No entanto, deve-se ressaltar que medidas de umidade do solo "in situ" com o nível de precisão e a extensão geográfica necessária para estudos em escala regional são escassas e insuficientes para uma avaliação mais detalhada do desempenho do LPRM/BR.

Por essa razão, dados de umidade do solo do modelo regional Eta e de precipitação observada oriunda do CPTEC/INPE foram utilizados para avaliar o impacto das melhorias da nova versão do algoritmo LPRM (LPRM/BR), o qual foi ajustado para condições de superfície do Brasil. Na comparação com estas duas diferentes base de dados, os resultados do LPRM/BR também mostraram maior acurácia em relação ao LPRM.

Finalmente, este estudo permite concluir que, a partir da inclusão das características da super-

fície terrestre do Brasil no LPRM (ou seja, da inclusão da nova relação linear para a determinação da temperatura de superfície em função da temperatura de brilho em 37 GHz e das propriedades físicas do solo oriundas do Projeto RADAMBRASIL e da EMBRAPA para a determinação da constante dielétrica do solo), a umidade do solo obtida pelo LPRM/BR constitui-se numa importante informação que pode ser aplicada para diferentes fins, tais como monitoramento da umidade do solo em eventos extremos de chuva, contribuindo assim para a emissão de alertas de deslizamento de encostas; apoio no planejamento de atividades de plantio e/ou de irrigação para determinadas culturas e assimilação de dados em modelos de previsão numérica de tempo, o que poderá contribuir na melhoria da previsão do tempo.

Porém, estudos complementares do LPRM/BR devem ser realizados para melhor controlar os padrões sazonais da umidade do solo. Tais estudos incluem a avaliação da umidade do solo por longos períodos e diferentes condições (anos de El Niño/La Niña), bem como a inferência da umidade do solo a partir das novas observações com os sensores em micro-ondas na banda L (como por exemplo, dados do satélite SMOS), principalmente para as regiões densamente vegetadas.

AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo as Pesquisas do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo suporte financeiro (Processo 2010/09841-0).

À Dra. Angélica Giarola, integrante da campanha realizada em Barreira (BA), pela concessão dos dados do Experimento de Umidade do Solo (SMEX, 2003).

Ao Dr. Humberto Rocha, pesquisador da Universidade de São Paulo (USP), pela concessão dos dados observados de umidade do solo do sítio Pé de Gigante, localizado em Santa Rita do Passa Quatro, Estado de São Paulo.

REFERENCIAS

ARAUJO, K. D.; RAPOSO, R. W. C.; ANDRADE, A. P.; ROSA, P. R. O.; PAZERA JR., E. Perdas de C-CO₂ do solo correlacionadas a radiação solar e temperatura no semi-árido da Paraíba. *Geografia*, v. 14, n. 2, jul./dez. 2005.

AZEVEDO, T. R.; GALVANI, E. Ajuste do ciclo médio mensal horário da temperatura do solo em função da temperatura do ar. *Rev. Bras. Agrometeorologia*, v. 11, n. 2, p. 123-130, 2003.

BLACK, T.L., 1994. The new NMC Mesoscale Eta Model: Description and Forecast examples. *Weather and Forecasting*, 9(2), p. 265-278.

CAMILLO, P. J.; SCHMUGGE, T. J. Estimating soil moisture storage in the root zone from surface measurements, *Soil Sci.*, 135:245-264, 1983.

CHAMPAGNE, C. H.; MCNAIRN AND A.A BERG Monitoring Agricultural Soil Moisture Extremes in Canada Using Passive Microwave Remote Sensing. *Remote Sensing of Environment. In Press.* doi:10.1016/j.rse.2011.04.030

COHN, S.E., DASILVA, A., GUO, J., SIENKIEWICZ, M., and LAMICH, D., 1998. Assessing the Effects of Data Selection with the DAO Physical-space Statistical Analysis System. *Mon. Wea. Rev.*, 126, pp. 2913-2926.

DE JEU, R. A. M. *Retrieval of land surface parameters using passive microwave remote sensing.* Thesis. Vrije Universiteit Amsterdam, 2003.

DI BELLO, R. C. *Análise do comportamento da umidade do solo no modelo chuva-vazão SMAP II – versão com suavização hiperbólica.* Estudo de caso: região de Barreiras na Bacia do Rio Grande – BA. 2005. 242f. Tese (Doutorado) - COPPE/UFRJ – Rio de Janeiro, 2005.

DOUVILLE, H. Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions: is it an initial value problem? *Climate Dynamics*, v. 22, n.4, p. 429-446, Apr, 2004.

DRUSCH, M. Initializing numerical weather prediction models with satellite-derived surface soil moisture: Data assimilation experiments with ECMWF's Integrated Forecast System and the TMI soil moisture data set. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, D03102, 14 PP., 2007. doi:10.1029/2006JD007478.

ENTEKHABI, D.; NAKAMURA, H.; NJOKU, E.G. Solving the inverse problem for soil moisture and temperature profiles by sequential assimilation of multifrequency remotely sensed observations, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 32, N.2, p. 438-448, 1994.

- JACKSON, T. J.; SCHMUGGE, T. J.; O'NEILL, P. E. Passive microwave remote sensing of soil moisture from an aircraft platform. *Remote Sens. Environ.*, v.14, p.135-151, 1984.
- KERR YH, WALDTEUFEL P, WIGNERON J-P, MARTINUZZI J-M, FONT J, BERGER M Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 39:1729-1735, 2001
- KUKKONEN, J.; OLSSON, T.; SCHULTZ, D. M. BAKLANOV, A.; KLEIN, T.; MIRANDA, A. I.; MONTEIRO, A.; HIRTL, M.; TARVAINEN, V.; BOY, M.; PEUCH, V. H.; POUPKOU, A.; KIOUTSIUKIS, I.; FINARDI, S.; SOFIEV, M.; SOKHI, R.; LEHTINEN, K. E. J.; KARATZAS, K.; SAN JOSE, R.; ASTITHA, M.; KALLOS, G.; SCHAAP, M.; REIMER, E.; JAKOBS, H.; EBEN, K. A review of operational, regional-scale, chemical weather forecasting models in Europe. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 12, p.1-87, 2012.
- MEESTERS, A. C. G. A., DE JEU, R. A. M., and OWE, M., 2005. Analytical derivation of the vegetation optical depth from the microwave polarization difference index. *IEEE Geosc. Rem. Sens. Let.*, v. 2, n.2, pp. 121-123.
- MESINGER, F., Z. I. JANJIC, S. NICKOVIC, D. GAVRILOV, E D. G. DEAVEN,: The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. *Mon. Wea. Rev.*, v. 116, p.1493-1518, 1988.
- MO, T., CHOUDHURY, B. J., SCHMUGGE, T. J., AND JACKSON, T. J .A model for microwave emission from vegetation-covered. *Journal of Hydrology*, v. 184, p.101-129, 1982.
- NJOKU, E. G.; ENTEKHABI, D. Passive microwave remote sensing of the soil moisture. *Journal of Hydrology*, v.184, p.101-129, 1996.
- NJOKU, E. G.; KONG, J. A. Theory for passive microwave remote sensing of near surface soil moisture. *J. Geophys. Res.*, v. 82, n.20, p.3108-3118, 1977.
- NJOKU, E. G.; O'NEILL, P. E. Multifrequency microwave radiometer measurements of soil moisture. *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE. v. 20, p.468-475, 1982.
- OLIVER, M A., WEBSTER, R. Kriging: A method of interpolation for geographical information systems. *Int. J. Geogr. Inf. Syst.* v. 4, no. 3, p. 313-332. 1990.
- OWE, M.; DE JEU, R; WALKER, J. P. A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 39, n. 8, p 1643-1654, 2001.
- OWE, M.; VAN DE GRIEND, A. A.; DE JEU, R. A. M.; DE VRIES, J. J.; SEYHAN, E.; ENGMAN, E. T. Estimating soil moisture from satellite microwave observations: Past and ongoing projects, and relevance to GCIP. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p.19735-19742, 1999.
- OWE M., DE JEU, R. A. M., and HOLMES, T. R. H., 2008. Multi-Sensor Historical Climatology of Satellite-Derived Global Land Surface Moisture. *Journal of Geophysical Research*, 113,F01002, doi:10.1029/2007JF000769.
- PIELKE, R.A. Mesoscale meteorological modeling. 2nd Edition, Academic Press, San Diego, CA, 2002.
- REICHLER, R. H.; KOSTER, R. D.; DONG, J.; BERG A. A. Global Soil Moisture from Satellite Observations, Land Surface Models, and Ground Data: Implications for Data Assimilation, *Journal of Hydrometeorology*, v.5, n.3, p. 430-442, 2004.
- ROCHA, H. R. ; FREITAS, H. C. ; DIAS, M. A. F. S. ; LIGO, M. A. ; CABRAL, O. M. R. ; TANNUS, R. N. ; ROSOLEM, R. . Measurements of CO2 exchange over a woodland savanna (Cerrado Sensus stricto) in southeast Brasil. *Biota Neotropica* (English ed.), Campinas, SP, v. 2, n. 1, 2002.
- ROSSATO, L.; ALVALÁ, R. C. S.; TOMASELLA, J. Variação espaço-temporal da umidade do solo no Brasil: análise das condições médias para o período de 1971-1990. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.19, n.2, 113-122, 2004.
- ROSSATO, L. *Estimativa da umidade superficial do solo a partir de sensoriamento remoto por micro-ondas passiva sobre a América do Sul*. . 177p. (INPE-16657-TDI/1615). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2010. Disponível em: <<http://sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/11.24.18.03>>.

ROSSATO, L.; DE JEU, R.; ALVALÁ, R. C. S.; SOUZA, S. Evaluation of soil moisture from satellite observations over South America. *International Journal of Remote Sensing*, in press, 2011.

SCHMUGGE T. J.; GLOERSEN, P.; WILHEIT, T. T. GEIGER F. Remote sensing of soil moisture with microwave radiometers. *J Geophys Res.* 1974;79 (2):317–23.

SCHMUGGE, T. J. Effect of texture on microwave emission from soil. *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-18, 353-361, 1980.

SCHNEEBERGER, K.; SCHWANK, M.; STAMM, C.; ROSNAY, P.; MÄTZLER, C.; FLÜHLER, H. Topsoil structure influencing soil water retrieval by microwave radiometry. *Vadose Zone Journal*, v. 3, p.1169-1179, 2004.

VAN DE GRIEND, A. A. AND OWE, M. Microwave vegetation optical depth and inverse modelling of soil emissivity using Nimbus/SMMR satellite observations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 54:225–239, 1994.

WAGNER, W., NAEIMI, V., SCIPAL, K., DE JEU, R. A. M., and MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J. Soil moisture from Operational Meteorological Satellites, *Hydrogeology Journal*, v. 15, n.1, p. 121-131.

WANG, J. R.; SCHMUGGE, T. J.; MCMURTREY, J. E.; GOULD, W. I; GLAZAR, W. S.; FUCHS. A multifrequency radiometric measurement of soil moisture content over bare and vegetate fields. *Geophy. Res. Lett.*, v.9, p.4, p. 416-419, 1982.

WANG, J. R.; SCHMUGGE. T. J. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soil as a function of water content. *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-18, p.288-295, 1980.

WIGNERON, J. P.; CALVET, J. C.; PELLARIN, T.; VAN DE GRIEND, A.; BERGER, M.; FERRAZZOLI, P. Retrieving near surface soil moisture from microwave radiometric observations: Current status and future plans, *Remote Sens. Environ.*, v. 85, p. 489–506, 2003.

ZHANG H.; FREDERIKSEN, C. S. Local and non-local impacts of soil moisture initialization on AGCM seasonal forecasts: A model sensitivity study. *J. Climate*, v.16, n.13, 2117-2137, 2003.

Impact Of Land Surface Characteristics On The Soil Moisture Inference Algorithm In Brazil, Using Observations Of The AMSR-E/Aqua Sensor

ABSTRACT

Studies must be performed using the LPRM (Land Parameter Retrieval Model) algorithm to estimate the surface moisture of soil throughout the South American continent in order to improve control of seasonal patterns of soil moisture in different regions of South America, since the model was developed for specific North American conditions. Thus, the purpose of this study was to improve the LPRM algorithm and the results of Rossato et al. (2011), considering the land surface characteristic of Brazil and using temperature data from the surface measured in situ and estimated by satellite (at the frequency of 37 GHz). Data on the physical properties of the soil extracted from the Survey and Reconnaissance of Soils in Brazil were used to determine the dielectric constant of the soil which is the function of soil moisture. Statistical analyses, such as correlation coefficient, bias and mean quadratic error (REMQ) were used to validate the surface temperature and soil moisture derived by the new version of the algorithm adjusted for the surface conditions of the Brazilian territory (LPRM/BR), obtained from the information about the sensor AMSR-E/Aqua (6.9 GHz - band C). The results indicated a significant improvement of the LPRM/BR for experimental sites BA-06 and BA-10 of SMEX03, whose correlations were equal to 0.94 and 0.84, respectively. As to the results of BIAS and REMQ, for the original version of LPRM, the bias was up to 0.23 for site BA-06. However, for LPRM/BR significant differences were observed, presenting a value of 0.01 of bias for site BA-06 and REMQ equal to 0 for site BA-11. Due to the absence of data on soil moisture measured “in situ”, data on re-analysis of soil moisture (from the ETA model) and of precipitation were also utilized in the evaluation of LPRM/BR. Thus, the underestimation of the surface temperature and the overestimation of the soil moisture presented by LPRM were solved using LPRM/BR. Besides, a increase in the areas with high correlations was also observed ($r > 0.8$) obtained between LPRM/BR and the different databases (model Eta and precipitation observed by CPTEC/INPE). It was thus concluded that the LPRM/BR allows estimating soil moisture from the observations in microwaves of sensor AMSR-# (band C0, with greater accuracy than the original version of the algorithm.

Keywords: LPRM/BR; soil moisture.

Otimização do Aproveitamento da Disponibilidade de Águas Superficiais na Bacia do Ribeirão entre Ribeiros

Josiane Rosa de Oliveira¹, Fernando Falco Pruski², Aline de Araújo Nunes²
josirsoliveira@yahoo.com.br; fffpruski@ufv.br; alinedearaujonunes@gmail.com

Recebido: 29/08/12 - revisado: 10/12/12 - aceito: 06/08/13

RESUMO

A outorga de direito de uso da água tem como finalidade ajustar demandas e disponibilidades e garantir o atendimento aos usos atuais e futuros da água. Os critérios para concessão de outorgas a fio d'água são baseados no uso de percentuais das vazões mínimas observadas em períodos de estiagem (vazões de referência). Considerando que a sazonalidade da disponibilidade e o uso de critérios menos restritivos constituem alternativas que podem proporcionar melhor uso da água, objetivou-se com o presente trabalho caracterizar as demandas de uso da água; quantificar a disponibilidade hídrica; e avaliar o impacto do uso de diferentes critérios de outorga; sendo feito um estudo de caso da bacia do ribeirão Entre Ribeiros. Para quantificar as retiradas de água na bacia foi feita uma consulta ao arquivo físico do IGAM e para quantificar a disponibilidade foi feita a regionalização da vazão de referência. As demandas e vazões regionalizadas obtidas nas bases anual e mensais foram espacializadas ao longo da BHTCOMG e foi feita a avaliação do impacto da substituição das vazões anuais pelas mensais, considerando os critérios baseados no uso de 30% da $Q_{7,10}$ anual e mensal e de 50% da $Q_{7,10}$ anual e mensal, para cada trecho da hidrografia. Com base nos resultados obtidos constatou-se que: a mudança do critério de 30% para 50% da $Q_{7,10}$ anual promoveu aumentos de 5% a 170% no percentual de trechos em que o somatório das outorgas não superou a vazão máxima outorgável; o uso do critério de 30% da $Q_{7,10}$ mensal proporcionou aumentos de até 209% no percentual dos trechos atendidos.

Palavras-chave: Sazonalidade do regime de vazões. Gestão. Planejamento.

INTRODUÇÃO

A água, um dos mais preciosos recursos naturais, é um bem essencial à vida e ao desenvolvimento econômico (CHEN & CHANG, 2010; ZHAO & CHEN, 2008). A demanda por sua utilização para fins agrícolas, industriais, domésticos e de lazer está aumentando rapidamente devido ao crescimento populacional. A escassez hídrica, situação em que a disponibilidade hídrica é insuficiente para atender as demandas, já é evidenciada em várias partes do mundo (SUŠNIK et al., 2012; LI et al., 2010a; VAIRAVAMOORTHY et al., 2008).

A escassez de água aumenta a pressão sobre os recursos hídricos, e, por esta razão, todos os fatores que contribuem para mudanças no consumo e uso da água devem ser identificados e analisados

(MAHMOUD, 2011). A gestão dos recursos hídricos deve se concentrar cada vez mais na sustentabilidade e análise dos fatores que influenciam a demanda de água (DAVIES; SIMONOVIC, 2011). Consequentemente, o planejamento e gestão eficiente dos recursos hídricos são de grande necessidade para o desenvolvimento sustentável (ZHANG et al., 2008).

Em diversas regiões do Brasil tem sido evidenciadas situações de escassez hídrica, como é o caso da bacia do ribeirão Entre Ribeiros, afluente do rio Paracatu, que teve expressivo aumento da demanda pelo uso da água, principalmente devido à expansão das áreas irrigadas, após os incentivos governamentais ocorridos na década de 70. A bacia do Entre Ribeiros sofre uma crise hídrica e apresenta situação preocupante (IRRIPLAN ENGENHARIA, 2003).

Problemas advindos dos conflitos pelo uso da água, como os já evidenciados na bacia do ribeirão Entre Ribeiros, e em diversas outras bacias brasileiras, remetem a necessidade de planejamento e aprimoramento da forma de gerenciar e normatizar o uso da água de modo a garantir a oferta deste recurso para a atual e para as futuras gerações.

¹ Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Mato Grosso - IFMT

² Departamento de Engenharia Agrícola/UFV

Para o gerenciamento adequado do potencial hídrico disponível é fundamental conhecer o comportamento dos rios e seus regimes de variação de vazões, considerando as suas distribuições espaciais e temporais, de forma a auxiliar nas decisões político-administrativas associadas ao uso da água (GÁMIZ-FORTIS et al., 2011; GONG et al., 2010). Alguns dos conflitos existentes poderiam ser minorados, e até resolvidos, a partir do melhor conhecimento do processo de circulação da água na bacia hidrográfica (GÁMIZ-FORTIS et al., 2011; COULIBALY; BURN, 2005).

As vazões mínimas caracterizam a disponibilidade hídrica natural ao longo da hidrografia, sendo o escoamento subterrâneo o principal contribuinte para a formação destas vazões (SMAKHTIN, 2001). A vazão média de longa duração é utilizada para caracterizar a disponibilidade hídrica potencial, a qual pode vir a ser aproximada ou alcançada a partir da utilização de práticas para a regularização de vazões (PRUSKI; PRUSKI, 2011).

Os dados de vazões observadas, muitas vezes, não estão disponíveis ou são insuficientes, prejudicando o planejamento e a gestão dos recursos hídricos. Hidrólogos têm trabalhado diante deste desafio, desenvolvendo diversas ferramentas de previsão, que são comumente referidas como técnicas de regionalização (MASIH et al., 2010).

A regionalização de vazões é uma técnica utilizada para suprir a falta de informação hidrológica em locais com pouca ou nenhuma disponibilidade de dados (CUTORE et al., 2007; YADAV et al., 2007; ESLAMIAN; BIABANAK, 2008; MASIH et al., 2010; SAMUEL et al., 2011). Essa técnica requer o entendimento e o conhecimento dos processos hidrológicos, sendo a heterogeneidade espaço-temporal dos elementos climáticos e da própria paisagem um grande desafio para a previsão hidrológica (LI et al., 2010b).

Condicionada à disponibilidade hídrica e adotada pela Lei Federal 9.433 de 1997 como um de seus instrumentos, a outorga do direito de uso da água visa reconhecer a água como bem econômico e dar ao usuário uma indicação de seu real valor, incentivando a racionalização do uso da água (GERBER, 2002).

A outorga de direito de uso da água tem como objetivo assegurar o controle quantitativo e qualitativo dos usos da água e o efetivo exercício dos direitos de acesso à água. A magnitude da vazão ou do volume a ser outorgado é determinada de acordo com os critérios adotados pelos órgãos gestores, respeitando a dominialidade dos corpos hídricos (SILVA et al., 2006).

O estado de Minas Gerais estabelecia a vazão máxima outorgável, em condições ditas a fio d'água, em 30% da $Q_{7,10}$ (vazão mínima média de 7 dias subsequentes, estimada para um período de retorno igual a 10 anos). Tal critério, o mais restritivo entre aqueles utilizados nos diversos estados brasileiros, dificultava, em alguns momentos, o deferimento de processos em que ainda havia grande disponibilidade hídrica na bacia (CASTRO et al., 2004). Atualmente, o critério adotado em Minas Gerais é de 50% da $Q_{7,10}$ anual, sendo ainda um dos mais restritivos do país. Considerando que uma vazão mínima em base anual corresponde ao mínimo de todo o ano e que a mesma em base mensal corresponde aos mínimos de cada mês do ano, o uso de vazões de referência para outorgas estimadas considerando o período anual restringe o uso da água a um valor não evidenciado na maior parte do ano em regiões com grande variabilidade sazonal de vazões.

Tian et al. (2012) analisaram a variabilidade hidrológica intra-anual na bacia de Blue River (Oklahoma) e constataram que no período úmido (outubro a abril), as vazões são consideravelmente maiores do que aquelas observadas no período seco (maio a setembro). Segundo Tomer & Schilling (2009), dependendo da região de estudo, o aumento ou decréscimo do regime de vazões é influenciado pelas variabilidades climáticas, principalmente pelas variações intra-aneais do clima.

Relativo ao processo de gestão, Cruz & Tucci (2008) realizaram um estudo de comparação entre critérios de obtenção das curvas de permanência para seções fluviométricas pertencentes à bacia hidrográfica do rio Jacuí, RS e destacaram a importância da implementação da sazonalidade através da determinação das curvas de permanências mensais, de forma a aprimorar a informação para o gestor, permitindo a flexibilização e racionalização das liberações de uso das águas em função dos diferentes períodos de oferta de água.

O uso das vazões mínimas mensais como índices de referência para a definição de critérios para a concessão de outorga, em substituição às calculadas em base anual, pode representar um expressivo aumento da quantidade de água permissível para outorga, sem que isto signifique um aumento no risco de ocorrência de vazões que possam causar um comprometimento ambiental.

Simulações realizadas por Euclides et al. (2006) mostraram que na região hidrográfica do Baixo Rio Grande, situada no Estado de Minas Gerais, o uso do critério de outorga sazonal, para condições de captação a fio d'água permitiu aumentar a

vazão outorgada em até 61,80%. Nas demais sub-bacias do rio Grande estudadas, utilizando o mesmo procedimento foi possível um acréscimo na vazão de 52,40%.

No estudo de Bof (2010), realizado para a bacia do rio Paraopeba, situada em Minas Gerais, foi evidenciado que a utilização de critérios baseados em vazões mensais potencializa um melhor plano de utilização da água, à medida que permite um maior uso da água no período em que há disponibilidade e impõe uma restrição mais realista no período crítico de disponibilidade de água.

Plate (2002) salienta que quando um sistema de gerenciamento não se caracteriza mais como adequado para atender as necessidades das populações torna-se necessário o desenvolvimento de um novo sistema, ou a revisão do sistema existente, adequando-o às novas condições.

Deste modo, o presente trabalho foi fundamentado na hipótese de que a sazonalidade da disponibilidade e o uso de critérios menos restritivos constituem alternativas que podem proporcionar melhor uso da água na bacia do Entre Ribeiros e, conseqüentemente, a redução de conflitos, atuais e potenciais nesta bacia. Desta forma, este trabalho foi desenvolvido visando a caracterização das demandas de uso da água; quantificação da disponibilidade hídrica; e avaliação do impacto do uso de diferentes critérios de outorga; sendo feito um estudo de caso da bacia do ribeirão Entre Ribeiros.

MATERIAL E MÉTODOS

Caracterização da área de estudo

A sub-bacia hidrográfica do ribeirão Entre Ribeiros, um dos principais afluentes da bacia do rio Paracatu, apresenta contribuição para a formação da vazão média deste rio igual a 8%. Esta sub-bacia está localizada entre os paralelos 16° 30' e 17° 16' de latitude Sul e os meridianos 46° 15' e 47° 05' de longitude Oeste. A sub-bacia do Entre Ribeiros abrange aproximadamente 3.973 km², situados integralmente no Estado de Minas Gerais (Figura 1).

O clima na bacia do Entre Ribeiros é predominantemente tropical chuvoso, com a ocorrência de dois períodos distintos no ano, verão chuvoso e inverno seco. A precipitação média anual está em torno de 1.100 a 1.600 mm, distribuídas desigualmente ao longo do ano, estando, entre os meses de novembro e março, acumulados 81% das chuvas que ocorrem durante o ano (IRRIPLAN ENGENHARIA, 2003).

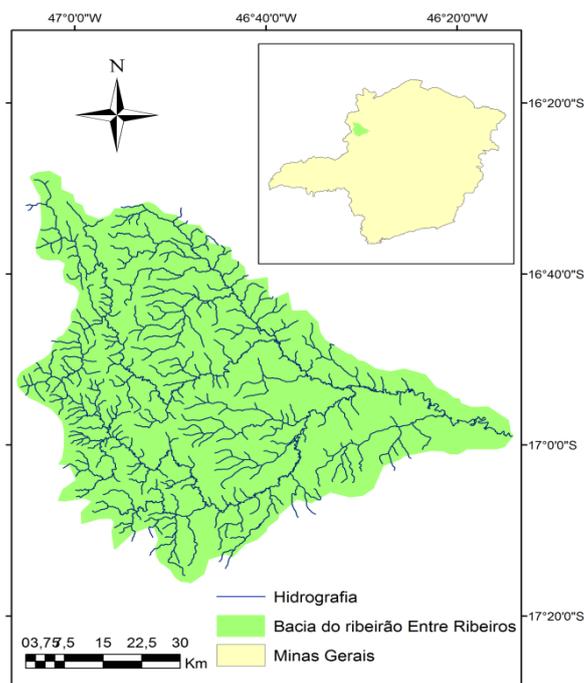


Figura 1 – Representação geográfica da bacia do ribeirão Entre Ribeiros.

Demandas de uso da água na bacia do ribeirão Entre Ribeiros

Para quantificar os usos de água na bacia do ribeirão Entre Ribeiros foram consideradas no estudo as outorgas superficiais, a fio d'água e em barramentos, emitidas pelo órgão responsável pela concessão de direito de uso dos recursos hídricos em Minas Gerais, o Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM). Foram consultados os processos relativos às outorgas válidas e concedidas até junho de 2010.

Utilizando as coordenadas geográficas de cada seção da hidrografia com outorga foram inseridos pontos ao longo da hidrografia da Base Hidrográfica Topologicamente Consistente Ottocodificada do Estado de Minas Gerais (BHTCOMG), cedida pelo IGAM. A cada ponto de outorga foram associados os valores demandados em cada mês ao longo do ano, considerando que todas as retiradas são feitas a fio d'água, independente da condição real ser a fio d'água ou em barramento, durante 24 horas por dia e 30 dias por mês. Esta consideração foi feita com base no princípio da superposição das informações, ou seja, para fins de contabilização foi

considerado que todas as outorgas acontecem de forma simultânea ao longo da hidrografia.

As análises das demandas foram feitas em base mensal e foi considerado o valor total de demanda, em cada trecho da hidrografia, obtido a partir do somatório dos valores outorgados nas seções a montante da confluência do trecho considerado com o trecho subsequente em cada mês.

Quantificação da vazão disponível para outorga na bacia do ribeirão Entre Ribeiros

A vazão mínima de referência foi caracterizada pela vazão mínima de sete dias de duração e dez anos de retorno ($Q_{7,10}$), por ser esta a vazão mínima de referência no Estado de Minas Gerais, sendo quantificada em bases anual e mensal e obtidas usando técnicas de regionalização de vazões.

Tabela 1 - Estações fluviométricas utilizadas no estudo

Código	Estação	Longitude (Oeste)	Latitude (Sul)	Curso d'água	Área de drenagem (km ²)
42435000*	Fazenda Barra da Égua	46°35'12"	16°52'28"	Ribeirão Barra da Égua	1590
42440000*	Fazenda Poções	46°49'04"	17°02'31"	São Pedro	551
42460000	Fazenda Limeira	47°13'58"	16°12'35"	Rio Preto	3890
42490000	Unáí Santo	46°52'48"	16°20'58"	Rio Preto	5360
42540000	Antônio do Boqueirão	46°43'16"	16°31'47"	Rio Preto	5910
42545500	Fazenda o Resfriado	46°39'46"	16°30'10"	Ribeirão Roncador	680
42546000	Fazenda Santa Cruz	46°44'52"	16°08'06"	Rio Salobro	553
42600000	Porto dos Poções	46°21'26"	16°50'23"	Rio Preto	9400

*Estações localizadas na bacia do ribeirão Entre Ribeiros

Dados utilizados no estudo e seleção do período base

Considerando a existência de apenas duas estações fluviométricas na bacia do Entre Ribeiros, para realização do estudo de regionalização de vazões foram utilizados dados consistidos de outras seis estações fluviométricas, situadas em sub-bacias

próximas (Tabela 1), escolhidas de acordo com os limites da região homogênea definida por Rodriguez (2008), e de 10 estações pluviométricas, selecionadas em áreas próximas à fronteira da bacia do Entre Ribeiros e com mais de 95% dos dados nas séries históricas. Todas as estações selecionadas estão cadastradas no Sistema de Informações Hidrológicas (Hidroweb) da Agência Nacional de Águas (ANA).

Após a obtenção das séries históricas de cada estação foi feita a análise de disponibilidade de dados em cada ano e, com base nesta análise, foi escolhido um período comum de estudo, denominado período base, que abrange a menor quantidade de falhas nas séries históricas. O período base adotado tanto para vazão como para precipitação foi de 1975 a 2005.

Obtenção da vazão mínima de referência ($Q_{7,10}$)

A reconstituição das vazões naturais é de fundamental importância para o planejamento do uso dos recursos hídricos, podendo auxiliar na busca de um índice mais efetivo que represente o potencial hídrico de uma região em substituição aos utilizados hoje para a autorização de outorga (MOREIRA, 2006).

Tendo em vista a importância do conhecimento das vazões naturais, Oliveira et al. (2007) analisaram o impacto do uso das vazões naturais em relação às vazões observadas em 21 seções da bacia do Paracatu, sendo o impacto estimado para as vazões máxima, média de longa duração (Q_{mid}) e mínimas (as vazões associadas à permanência de 90 (Q_{90}) e 95% (Q_{95}) e a $Q_{7,10}$). Estudo semelhante foi realizado por Pruski et al. (2011), sendo analisado tal impacto ao longo de toda a hidrografia.

Os autores constaram que, para fins de estudos hidrológicos na bacia do Paracatu, os impactos verificados podem ser considerados inexpressivos para a estimativa das vazões máxima e média de longa duração e pouco expressivos para a estimativa das vazões mínimas, não se justificando maiores preocupações quanto ao uso das vazões naturais.

Desta forma, neste trabalho, a estimativa da $Q_{7,10}$ foi realizada utilizando o programa SisCAH 1.0 - Sistema Computacional para Análises Hidrológicas (SOUSA et al., 2009). O início do ano hidrológico foi determinado em janeiro (ano civil), a fim de garantir a independência de eventos mínimos associados à série anual, e foi definido um descarte dos anos com 5% ou mais de falhas nas séries históricas. Para obtenção das vazões mínimas, o SisCAH utiliza

as distribuições de densidade de probabilidade Logpearson 3, Pearson 3, Normal, Lognormal 2, e Weibull.

No caso da estimativa da $Q_{7,10}$ anual, os eventos utilizados foram as menores médias de sete dias consecutivos (Q_7) observadas em cada ano do período base da série histórica de vazão. Já para a estimativa dos valores de $Q_{7,10}$ mensais foi obtido um valor de Q_7 para cada mês de cada ano do período base e o conjunto de todos os valores de Q_7 em cada mês constituiu uma nova série de eventos. Às séries de eventos de Q_7 (anual e mensais) aplicou-se a análise das distribuições de densidade de probabilidade, adotado um período de retorno de 10 anos na estimativa da variável de interesse $Q_{7,10}$.

A melhor estimativa correspondeu a distribuição de densidade de probabilidade que apresentou menor amplitude do intervalo de confiança dentre as estimativas obtidas por cada distribuição, sendo, neste caso, a distribuição de Logpearson 3, que foi indicada automaticamente pelo SisCAH 1.0.

Regionalização de vazões

Variáveis dependentes

A variável dependente utilizada para a regionalização de vazões na bacia do Entre Ribeiros foi a vazão em estudo, ou seja, a vazão mínima de referência ($Q_{7,10}$) obtida para cada estação fluviométrica.

Variáveis independentes

As variáveis independentes utilizadas no estudo representam as características físicas e climáticas da bacia.

Como característica física da bacia foi utilizada a área de drenagem, por ser esta a característica física que mais interfere no processo de formação das vazões médias e mínimas (RIBEIRO et al., 2005). A área de drenagem de cada trecho da hidrografia foi obtida na Base Hidrográfica Topologicamente Consistente Ottocodificada do Estado de Minas Gerais (BHTCOMG)

Como característica climática foram utilizadas as variáveis P_{eq} (vazão equivalente ao volume precipitado) e P_{eq750} (vazão equivalente ao volume precipitado, considerando-se a subtração do fator de abstração da precipitação para a formação das vazões, igual a 750 mm), tendo em vista os trabalhos realizados por Rodriguez (2008) e Pruski et al. (2013) que evidenciaram que a consideração da precipitação no estudo de regionalização de vazões

médias e mínimas na bacia do Paracatu permitiu uma melhor qualidade do ajuste.

A variável explicativa P_{eq} engloba precipitação média anual e área de drenagem, calculada pela equação

$$P_{eq} = \frac{P A}{31.536} \quad (1)$$

Onde P_{eq} é a vazão equivalente ao volume precipitado, em $m^3 s^{-1}$; P é a precipitação média anual na área de drenagem considerada, em $mm ano^{-1}$; e A é a área de drenagem, em km^2 .

O denominador (31.536) representa a conversão de milímetro para metro e de ano para segundos. A utilização da vazão equivalente proporciona uma representação bidimensional da relação entre a variável dependente (vazão) e as independentes (área de drenagem e precipitação média anual) e permite o ganho de um grau de liberdade na análise estatística.

Embora a precipitação média anual seja uma variável explicativa do processo de formação das vazões mínimas e médias, considera-se que esta não reflita efetivamente a contribuição para a formação destas vazões, pois para que haja a ocorrência do escoamento no leito do rio advindo da contribuição subterrânea, é necessário que, primeiramente, a precipitação venha suprir o déficit de água existente na zona de aeração do solo, que, por sua vez, depende das características do solo, da cobertura vegetal e do processo de evapotranspiração.

Para a bacia do Paracatu, Novaes (2005) estimou que, para precipitações médias anuais inferiores a 750 mm, a vazão deve se tornar nula no início do período de recessão. Portanto, neste trabalho utilizou-se, visando a melhor representação dos processos físicos envolvidos na formação das vazões, o valor de 750 mm como o fator que passa a ser caracterizado como fator de abstração da precipitação na formação das vazões. Foi subtraído o valor correspondente a 750 mm para cada pixel do mapa da precipitação média anual, sendo atribuído o valor zero quando a inércia foi maior que a precipitação. Assim, foi utilizada a equação

$$P_{eq750} = \frac{(P - 750) A}{31.536} \quad (2)$$

Onde P_{eq750} é a vazão equivalente ao volume precipitado considerando uma diminuição da inércia hídrica igual a 750 mm, em $m^3 s^{-1}$.

Desta forma, as variáveis independentes utilizadas foram: a área de drenagem (A), a vazão equivalente ao volume precipitado (P_{eq}) e a vazão equivalente ao volume precipitado considerando uma diminuição da inércia hídrica igual a 750 mm (P_{eq750}).

Regionalização de vazões

A regionalização das vazões foi feita utilizando o programa SisCoRV - Sistema Computacional para Regionalização de Vazões (SOUSA., 2009), empregando o Método da Regressão Múltipla por ter sido este o método que, no estudo de Rodriguez (2008), melhor representou o comportamento das vazões médias e mínimas na bacia do Paracatu.

As equações de regionalização selecionadas foram inseridas no banco de dados da BHTCOMG, permitindo a quantificação da disponibilidade hídrica em cada trecho da hidrografia, considerando para tanto o ponto de confluência entre o trecho considerado e o trecho de jusante.

Para a estimativa das vazões mínimas nas regiões de cabeceira, locais onde, normalmente, as equações de regionalização tendem a superestimar os valores dessas vazões, Rodriguez (2008) sugeriu uma proposição que utiliza o maior valor calculado do indicador do comportamento físico da vazão como o valor limite para os indicadores estimados pelas equações, possibilitando uma extrapolação segura da regionalização.

Para as vazões mínimas o indicador utilizado neste estudo foi a vazão mínima específica ($q_{7,10}$). Sendo assim, quando a vazão específica mínima estimada pela equação de regionalização no trecho for maior que o maior valor de vazão específica calculado nas estações fluviométricas, a vazão mínima passa a ser estimada pela equação

$$Q_{7,10_ajust} = \frac{q_{7,10_lim} A}{1.000} \quad (3)$$

Onde $Q_{7,10_ajust}$ é a $Q_{7,10}$ ajustada com base na vazão específica limite, em $m^3 s^{-1}$; $q_{7,10_lim}$ é a máxima $q_{7,10}$ das estações fluviométricas, em $L s^{-1} km^{-2}$; e A é a área de drenagem, em km^2 .

Avaliação do impacto da substituição das vazões mínimas anuais pelas mensais na disponibilidade hídrica da bacia do ribeirão Entre Ribeiros

A avaliação do impacto da substituição das vazões de referência calculadas na base anual pelas

calculadas em base mensal foi feita para cada uma das oito estações fluviométricas utilizadas e ao longo da hidrografia.

Para as estações fluviométricas utilizadas foram comparados os valores de $Q_{7,10}$ anuais e mensais, observando-se a variação da diferença relativa entre as vazões mensais e anual para cada uma das oito estações.

Para fazer a comparação entre as vazões mínimas anuais e mensais ao longo da hidrografia, as vazões regionalizadas obtidas nas bases anual e mensais foram espacializadas ao longo da BHTCOMG e a comparação foi realizada para cada trecho da hidrografia.

O processo para o cálculo das diferenças relativas entre as vazões foi realizado utilizando a equação

$$DH_{\%} = \frac{Q_{mensal} - Q_{anual}}{Q_{anual}} \times 100 \quad (4)$$

Onde $DH_{\%}$ é a diferença relativa entre o critério mensal e anual, em %; Q_{mensal} é a $Q_{7,10}$ obtida em base mensal, em $m^3 s^{-1}$; e Q_{anual} é a $Q_{7,10}$ obtida em base anual, em $m^3 s^{-1}$.

Os dados obtidos foram divididos em intervalos de classes e exibidos em mapas da hidrografia, onde os rios foram coloridos de acordo com a classe de diferença relativa em que se enquadraram.

Também foi realizada uma análise de frequência, relacionando as diferenças relativas com a ocorrência nos trechos da hidrografia, para verificar a distribuição dos valores de $DH_{\%}$ na bacia, empregando o procedimento usado por BOF (2010).

Avaliação do impacto do uso de diferentes critérios de outorga na disponibilidade hídrica da bacia do ribeirão Entre Ribeiros

Para a estimativa da vazão disponível para outorga são requeridas as informações sobre a vazão mínima de referência, da qual uma parte pode ser retirada, e informações sobre as outorgas já emitidas a montante da confluência do trecho considerado com o trecho subsequente. Assim, a vazão disponível para outorga em um trecho i é expressa pela equação

$$Q_{disp\ i} = \frac{x Q_{7,10}}{100} - \sum Q_{mt\ i} \quad (5)$$

Onde $Q_{disp\ i}$ é a vazão disponível para outorga no segmento i, em $m^3 s^{-1}$; x é a porcentagem da $Q_{7,10}$ permissível para outorga, em %; e $\sum Q_{mt\ i}$ é o somatório

rio das vazões já outorgadas a montante do segmento i, inclusive as vazões outorgadas no próprio segmento i, em $m^3 s^{-1}$.

A análise da situação de cada segmento da hidrografia em relação ao percentual da vazão de referência utilizado foi feita considerando as demandas e disponibilidades em cada trecho da hidrografia.

Foi analisada, para cada trecho e em cada mês, a relação entre o somatório das vazões outorgadas nos pontos a montante da confluência do trecho considerado com o trecho subsequente e a $Q_{7,10}$, calculada em bases anual e mensal.

Foram elaborados mapas nos quais os trechos foram coloridos de acordo com a proporção de utilização da $Q_{7,10}$.

Critério baseado no uso de 30% da $Q_{7,10}$ anual

A primeira análise realizada considerou o critério anteriormente usado pelo IGAM para a concessão de outorgas de direito de uso dos recursos hídricos em Minas Gerais, e que ainda é mantido em algumas bacias do estado. O critério é baseado na Portaria nº 010/98, e que estipula, no parágrafo 1º do artigo 8º, que “até que se estabeleçam as diversas vazões de referência na Bacia Hidrográfica, será adotada a $Q_{7,10}$ (vazão mínima de sete dias de duração e dez anos de recorrência), para cada Bacia”, sendo esta calculada em uma base anual, e resolve no parágrafo 2º do mesmo artigo “fixar em 30% (trinta por cento) da $Q_{7,10}$, o limite máximo de derivações consuntivas a serem outorgadas na porção da bacia hidrográfica limitada por cada seção considerada, em condições naturais, ficando garantido a jusante de cada derivação, fluxos residuais mínimos equivalentes a 70% (setenta por cento) da $Q_{7,10}$ ”.

Nesta análise foram confrontados os dados de demanda em cada mês com os valores de vazão disponíveis para serem outorgadas, de acordo com o critério de 30% da $Q_{7,10}$ anual. A análise foi feita trecho a trecho ao longo da hidrografia, visando avaliar a condição de déficit ou disponibilidade de vazão permissível para uso, considerando as vazões já outorgadas em relação às máximas permissíveis.

Critério baseado no uso de 30% da $Q_{7,10}$ mensal

A segunda análise foi feita confrontando os valores mensais de demanda com os valores de vazão disponíveis para serem outorgados nos meses correspondentes. Foi mantido o critério baseado no uso de 30% da $Q_{7,10}$, anteriormente usado para outorga

no Estado de Minas Gerais, porém, nesta análise, foi utilizada a $Q_{7,10}$ calculada em base mensal.

Critério baseado no uso de 50% da $Q_{7,10}$ (anual e mensal)

Procedeu-se a análise do uso do critério baseado em 50% da $Q_{7,10}$ por ser este o critério atualmente adotado pelo IGAM. As análises baseadas neste critério consideraram as disponibilidades anual e mensal. O impacto da substituição do uso do critério de 30% da $Q_{7,10}$ pelo critério de 50% da $Q_{7,10}$, tanto em uma base anual como em uma mensal, foi avaliado pela comparação das alterações ocorridas na situação de cada trecho.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Demandas de uso da água na bacia do ribeirão Entre Ribeiros

Na Figura 2 é apresentada a espacialização dos pontos de outorga ao longo da hidrografia da bacia do ribeirão Entre Ribeiros.

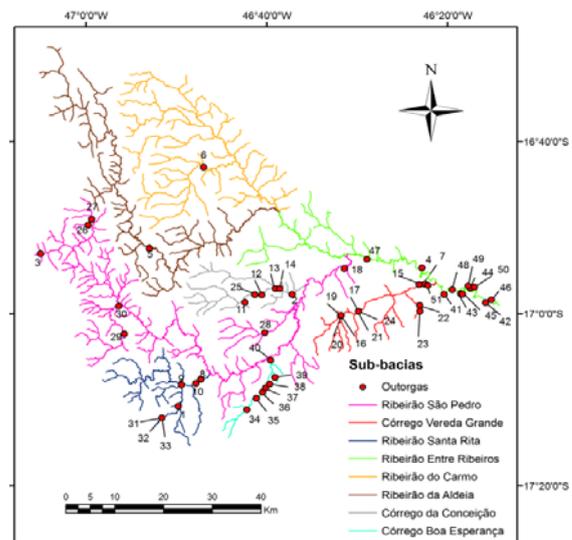


Figura 2 – Pontos de outorga ao longo da hidrografia da bacia do Entre Ribeiros.

Na Figura 2 observa-se que as outorgas estão mais concentradas nas partes Sul e Leste da bacia e estão localizados principalmente nas sub-bacias do ribeirão São Pedro, do córrego da Conceição, do córrego Boa Esperança, do córrego Vereda Grande, do ribeirão Santa Rita e do ribeirão Entre Ribeiros.

Tal concentração pode ser justificada pelas políticas públicas de ocupação do cerrado que favoreceram o desenvolvimento da região, principalmente após a década de 70, com incentivos do governo e por meio de acordos bilaterais, tais como o Programa de Cooperação Nipo-Brasileira para o Desenvolvimento dos Cerrados (PRODECER).

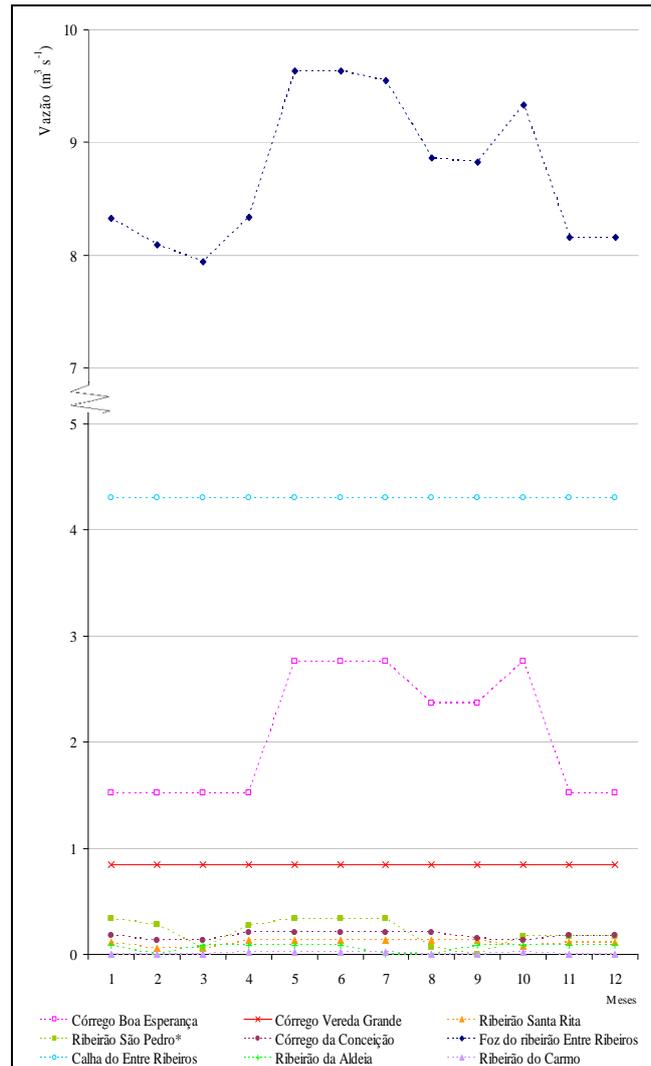
Santos (2007) cita que o consumo anual calculado para o Entre Ribeiros chega a 130,4 milhões de m³, o que corresponde a 15,8% do que é ofertado na bacia, indicando a necessidade de medidas que otimizem o uso da água neste curso d'água e nos trechos de montante, além do uso de águas subterrâneas ou de práticas de regularização de vazões.

Na Figura 2 pode ser observado também que muitas das seções com outorga estão localizadas em regiões de cabeceiras, onde grandes demandas, associadas à baixa disponibilidade, fazem com que sejam evidenciadas situações de escassez durante grande parte do ano. Brasil (2004) relaciona os conflitos e as evidências de agravamento dos mesmos tanto a práticas perdulárias de utilização de água em áreas de baixa disponibilidade (cabeceiras) quanto à ausência da gestão adequada dos recursos hídricos. Além disso, há ainda o fato de que o período de maior demanda pelos recursos hídricos geralmente coincide com o período de menor disponibilidade.

Na região em estudo, a sazonalidade das demandas por recursos hídricos ocorre em grande parte da bacia. Na Figura 3 está representada a variação da demanda durante o ano, na calha e foz do Entre Ribeiros e na foz das principais sub-bacias, obtida pelo somatório de todas as retiradas ao longo da hidrografia até a seção considerada, em cada mês.

Nesta figura os marcadores representam os valores das demandas em cada mês e se referem a valores discretos. As linhas ligando os marcadores não indicam continuidade de valores, mas são utilizadas nesta figura para auxiliar a análise da variação da demanda. A área sob as linhas representa uma aproximação do volume demandado na área a montante da seção considerada, caso os valores outorgados fossem utilizados 24 horas por dia e 30 dias por mês.

A totalização das outorgas nas confluências é um reflexo da situação da região, dando uma indicação da utilização da água na bacia e permitindo a identificação da existência ou não de sazonalidade das demandas ao longo do ano, bem como da sua amplitude de variação.



*O acúmulo das outorgas foi feito até a confluência com o ribeirão Santa Rita

Figura 3 – Variação das demandas ao longo do ano, na calha e foz do Entre Ribeiros e na foz das principais sub-bacias da bacia do Entre Ribeiros.

Na bacia do Entre Ribeiros pode ser observado que a maior parte das sub-bacias analisadas tem valores de demandas acumuladas variáveis ao longo do ano, principalmente entre os meses de maio e outubro, quando a amplitude da variação é maior.

Os valores demandados na seção correspondente a foz da sub-bacia do Vereda Grande e na calha do ribeirão Entre Ribeiros não apresentam variação ao longo do ano, sendo iguais a 0,8 e 4,3 m³ s⁻¹, respectivamente. Em todas as outras sub-bacias

foi evidenciada a existência de sazonalidade das demandas.

Em algumas seções, como, por exemplo, na confluência do Ribeirão São Pedro com o Ribeirão Santa Rita, as variações são bastante expressivas e a relação entre os valores mensais da maior e da menor demanda no ano é de 5,7, indicando que existe grande sazonalidade da demanda nesta sub-bacia.

Na sub-bacia do córrego Boa Esperança o valor de demandas acumuladas é alto e variável, entre os meses de maio e outubro, apresentando relação de 1,8 entre a maior e a menor demanda no ano. Já as sub-bacias do Santa Rita e do Conceição apresentam menores vazões demandadas, porém apresentam grande variação sazonal destas vazões, com relação entre a maior e a menor demanda no ano de 2,2 e 1,6, respectivamente. Na foz do Entre Ribeiros esta relação corresponde a 1,2 e o valor das vazões é alto, variando de 7,9 a 9,3, por corresponder ao somatório das vazões demandadas ao longo de toda a hidrografia de sua bacia.

Nas sub-bacias do ribeirão da Aldeia e do ribeirão do Carmo os valores de demanda são baixos em relação às demais, mas também apresentam variações ao longo do ano, além de meses em que não são feitas retiradas.

A alta e variável demanda nas sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros pode ser associada ao grande número de outorgas necessário ao suprimento artificial de chuvas nos meses de abril a outubro devido à sua ausência ou baixa incidência. Sendo a irrigação o maior segmento usuário de água na bacia, o aumento da demanda neste período pode ser associado ao período em que ocorrem os maiores déficits hídricos na bacia e à necessidade de superar este fator ambiental limitante, inerente ao regime climatológico do Noroeste do estado de Minas Gerais (SANTOS, 2007).

Vazões mínimas de referência, anual e mensais, na bacia do ribeirão Entre Ribeiros

Equações de regionalização

Com base nos critérios de seleção dos modelos analisados foram selecionadas as equações para a regionalização das $Q_{7,10}$ anual e mensais apresentadas na Tabela 2.

Ao inserir as equações selecionadas no banco de dados da BHTCOMG foi possível estimar a $Q_{7,10}$ em todos os trechos da hidrografia da bacia do ribeirão Entre Ribeiros.

Tabela 2 – Equações utilizadas para a regionalização da $Q_{7,10}$, anual e mensal

		Equação
	Anual	$Q_{7,10} = 0,1232P_{eq750}^{0,9697}$
	Janeiro	$Q_{7,10} = 0,2193P_{eq750}^{1,1071}$
	Fevereiro	$Q_{7,10} = 0,1952P_{eq750}^{1,0861}$
	Março	$Q_{7,10} = 0,1982P_{eq750}^{1,1544}$
	Abril	$Q_{7,10} = 0,1794P_{eq750}^{1,1953}$
	Maió	$Q_{7,10} = 0,1641P_{eq750}^{1,1605}$
$Q_{7,10}$	Junho	$Q_{7,10} = 0,1434P_{eq750}^{1,1280}$
	Julho	$Q_{7,10} = 0,1429P_{eq750}^{1,0646}$
	Agosto	$Q_{7,10} = 0,1451P_{eq750}^{1,0030}$
	Setembro	$Q_{7,10} = 0,1453P_{eq750}^{0,9634}$
	Outubro	$Q_{7,10} = 0,1187P_{eq750}^{0,9959}$
	Novembro	$Q_{7,10} = 0,0841P_{eq750}^{1,1547}$
	Dezembro	$Q_{7,10} = 0,1458P_{eq750}^{1,1125}$

Impacto da substituição da $Q_{7,10}$ anual pelas $Q_{7,10}$ mensais na disponibilidade hídrica da bacia do ribeirão Entre Ribeiros

Nas seções correspondentes às estações fluviométricas.

Na Figura 4 é mostrada a média dos valores de diferença relativa (DH%) entre as vazões $Q_{7,10}$ anual e mensais obtidos nas seções correspondentes às oito estações fluviométricas utilizadas no estudo e o gráfico das normais climatológicas da precipitação média, no período de 1961 a 1990, na estação Paracatu.

Pode ser observado nesta figura que os valores médios de DH% nas seções correspondentes às estações fluviométricas apresentam variações acentuadas ao longo do ano, com diferença relativa sempre positiva, apresentando no período de dezembro a junho valores de DH% maiores que 100%, assinalando o potencial de substituição da base de cálculo da vazão de referência anual para uma base mensal,

permitindo, assim, um aumento do uso dos recursos hídricos em condições a fio d'água.

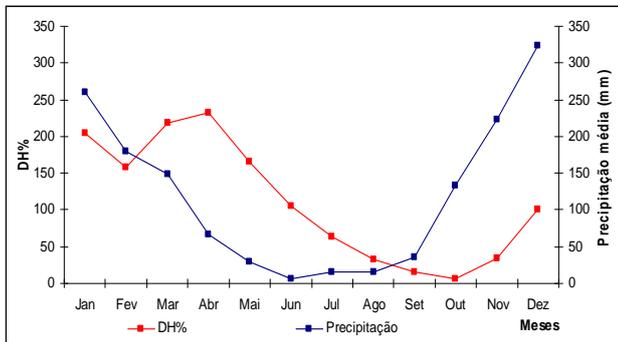


Figura 4 – Média dos valores de diferença relativa (DH%) entre as vazões $Q_{7,10}$ anual e mensais obtidos nas seções correspondentes às oito estações fluviométricas utilizadas no estudo e gráfico das normais climatológicas da precipitação média (1961-1990) da estação Paracatu.

Observando a Figura 4 pode-se inferir que no período de novembro a abril há um crescimento das vazões mínimas e, fazendo uma associação com os dados médios de precipitação, é verificado que existe uma defasagem do início do período chuvoso em relação ao início do aumento das vazões mínimas. Esta defasagem acontece pois a ocorrência do escoamento no leito do rio é advinda da contribuição subterrânea, que só se inicia depois que a precipitação venha suprir o déficit de água existente na zona de aeração do solo, que, por sua vez, depende do processo de evapotranspiração e das características estruturais e texturais do solo. Observa-se ainda que após o mês de novembro há um aumento expressivo das vazões mínimas até o mês de março.

Nesta figura pode ser observado também que no período entre os meses de abril e setembro ocorrem os menores valores de precipitação média, coincidindo com o período que apresenta os maiores valores de demanda de água na bacia. Sendo assim, mesmo que pequeno, o aumento da disponibilidade hídrica durante estes meses é de grande importância.

Ao longo da hidrografia.

Para avaliar o impacto da substituição da $Q_{7,10}$ anual pelas $Q_{7,10}$ mensais na disponibilidade hídrica ao longo da hidrografia da bacia do Ribeirão Entre Ribeiros foram elaborados mapas de diferença relativa entre a vazão mensal e a vazão anual, sendo

apresentado na Figura 5 o mapa referente ao mês de janeiro (mês em que há o maior aumento da DH%).

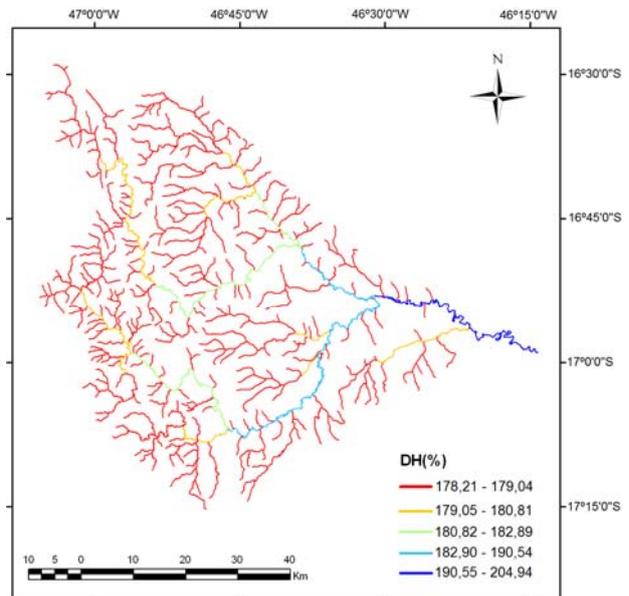


Figura 5 - Diferenças relativas entre a $Q_{7,10}$ de janeiro e a $Q_{7,10}$ anual

Na Figura 6 são apresentadas as curvas que relacionam as diferenças relativas (DH%) entre as $Q_{7,10}$ mensais e a $Q_{7,10}$ anual com sua frequência de ocorrência ao longo da hidrografia.

Os primeiros seis meses do ano apresentaram os maiores valores de DH%, variando de 70 a 235%, sendo maior no mês de janeiro e diminuindo ao longo do tempo. No primeiro quadrimestre a DH% foi sempre maior que 150%, apresentando, a partir do mês de abril, uma tendência progressiva de decaimento. O declínio é bastante acentuado no mês de maio e junho e se mantém mais constante e com pequena variação nos meses de julho, agosto, setembro e outubro.

Em julho ocorreram valores de DH% compreendidos entre 47 e 63% e em agosto a amplitude de variação, que foi inferior a 3%, ficou compreendida entre 30 e 32,9%. Os meses com menores valores de DH% foram setembro, outubro e novembro. Nos meses de setembro e outubro os valores de DH% estão compreendidos entre 2 e 18%, comportamento associado a uma taxa progressivamente decrescente do potencial associado às águas subterrâneas, principal fonte de contribuição para a formação das vazões mínimas.

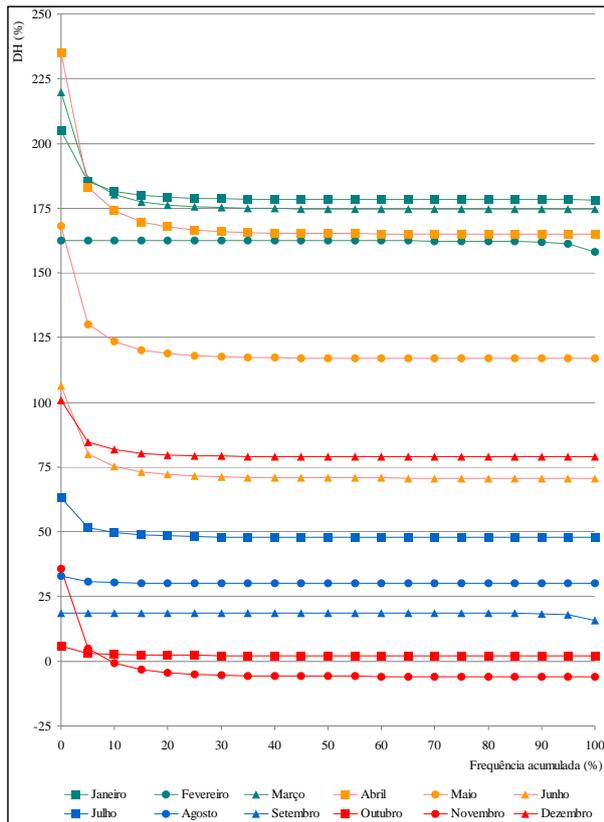


Figura 6 – Frequência de ocorrência das diferenças relativas (DH%) entre as $Q_{7,10}$ mensais e a $Q_{7,10}$ anual ao longo da hidrografia.

Em novembro, apesar de ser o mês em que ocorre uma inversão na tendência de diminuição de DH% que vinha ocorrendo ao longo do ano, é evidenciado o maior declínio da DH%, com valores negativos em 90% dos trechos, caracterizando uma situação em que a substituição da base de cálculo da vazão de referência não indica aumento da disponibilidade.

Quando o uso de vazões mensais não apresenta influência no aumento da vazão de referência é necessário que sejam adotadas medidas de redução da demanda, tais como práticas de redução do consumo, irrigação em déficit, adequação dos calendários de cultivo, rotação de culturas, plantio de culturas que apresentam alta eficiência de uso da água e maior tolerância a períodos secos e sistemas agroflorestais (TILMAN et al., 2002).

No mês de dezembro ocorre uma ascensão expressiva dos valores de DH% ao longo da hidrografia, com valores que são superiores a 78% em todos os trechos, caracterizando a efetiva transição de decaimento para aumento, tendo sido a DH%,

no período de dezembro a junho, sempre maior que 70%.

De uma forma geral, os menores valores de DH% ocorreram nas posições de cabeceiras e os maiores ocorreram em posições de jusante e nos cursos d'água principais, exceto nos meses de fevereiro e setembro, em que não se observa um padrão definido de distribuição da DH% associado à posição dos trechos na bacia.

Nas curvas de frequência pode ser observado que, de forma geral, a maioria dos meses apresenta uma faixa de decréscimo dos valores de DH%, associada a frequências de 0 a 20% e uma segunda faixa, associada à frequência de 20 a 100%, que apresenta valor de DH% praticamente constante.

Impacto do uso dos critérios de outorga baseados no uso de 30% da $Q_{7,10}$ anual, 30% da $Q_{7,10}$ mensal e 50% da $Q_{7,10}$ anual e mensal na disponibilidade hídrica da bacia do ribeirão Entre Ribeiros

Mapas da relação entre o somatório das vazões outorgadas e a $Q_{7,10}$ foram gerados para cada mês, considerando os valores de $Q_{7,10}$ anual e $Q_{7,10}$ mensal. Nas Figuras 7a e 7b são apresentados os mapas referentes ao mês de janeiro (maior DH%) para a situação da bacia em relação à $Q_{7,10}$ anual e à $Q_{7,10}$ mensal, respectivamente.

A escala de cores utilizada indica a situação dos trechos ao longo da hidrografia quanto à relação entre o somatório das outorgas a montante da confluência do trecho analisado com o trecho de jusante e a vazão de referência utilizada. A cor cinza representa trechos em que não existem outorgas ou trechos que não são impactados por outorgas de montante. A cor azul representa os trechos nos quais a disponibilidade, com base no critério de 30% da $Q_{7,10}$ é suficiente para suprir as demandas, ou seja, o somatório das vazões outorgadas não excede 30% da $Q_{7,10}$. Já nos trechos representados em verde, o somatório das demandas já excedeu o critério de 30% da $Q_{7,10}$, mas não ultrapassam caso se considere o critério de 50% da $Q_{7,10}$. As demais cores representam níveis de extrapolação da vazão máxima permitível para outorga e, inclusive, a própria vazão de referência.

Na Figura 7a os trechos cujo somatório não excede a vazão máxima outorgável segundo o critério de 30% da $Q_{7,10}$ representam apenas 29% do total de trechos impactados pelas outorgas no mês de janeiro. Considerando o critério de 50% da $Q_{7,10}$ anual há um acréscimo de 21,8% no número de trechos com disponibilidade maior que somatório das demandas. Entretanto, mesmo considerando o

aumento do percentual outorgável da $Q_{7,10}$, ao manter a base anual a demanda em 49,2% dos trechos não é atendida.

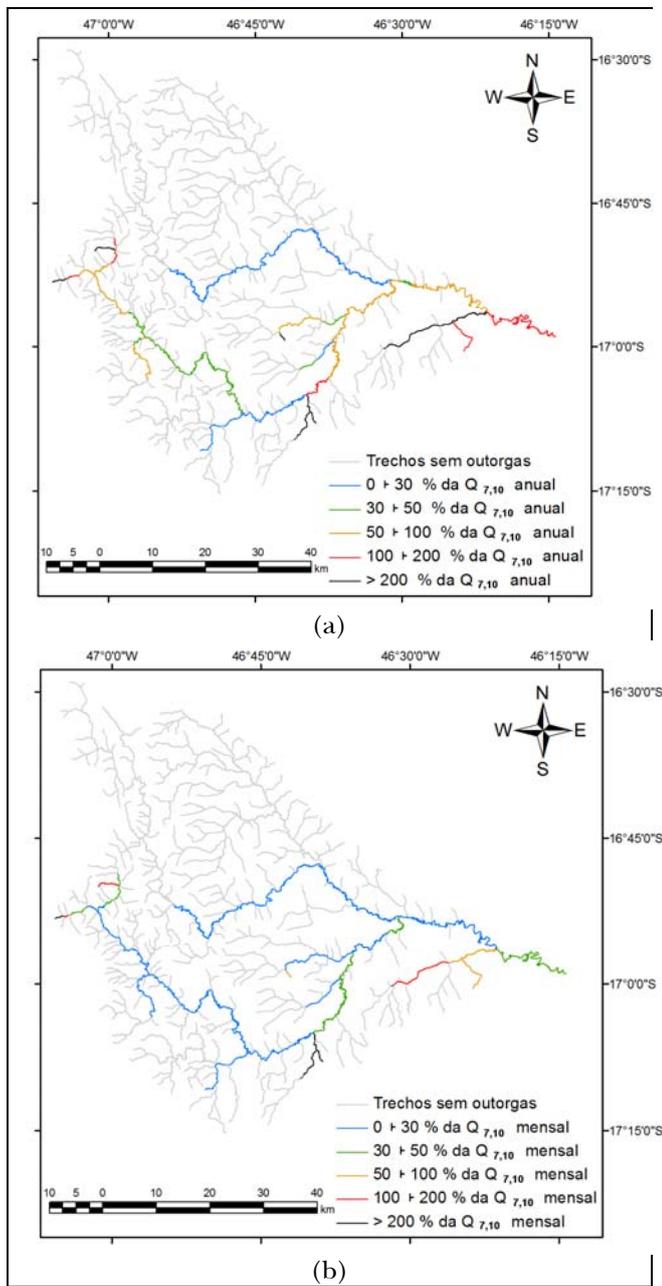


Figura 7 – Relação entre o somatório das vazões outorgadas a montante da confluência do trecho considerado com o trecho de jusante e a $Q_{7,10}$ calculada em base anual (a) e mensal (b), para o mês de janeiro.

Quando é feita a mudança da $Q_{7,10}$ em base anual para $Q_{7,10}$ em base mensal, pode ser observada, comparando as Figuras 7a e 7b, a alteração da situação dos trechos ao longo da bacia.

Considerando o critério de 30% da $Q_{7,10}$ mensal, verifica-se que houve um aumento expressivo no número de trechos em que o somatório da demandas foi menor que a vazão outorgável, passando a ser atendidos neste caso 70,2% dos trechos impactados pelas outorgas, incorporando 41,2% dos trechos nos quais o somatório das outorgas a montante extrapolava a vazão permissível para outorga segundo o critério de uso de 30% da $Q_{7,10}$ anual.

Ao aumentar a vazão outorgável para 50% da $Q_{7,10}$ e considerar a base mensal o percentual de trechos atendidos (representados em azul e verde) chega a aproximadamente 85% dos trechos impactados pelas outorgas a montante no mês, 34% a mais do que se observava quando considerado o critério de 50% da $Q_{7,10}$ anual.

O aumento do número de trechos em que o somatório das demandas foi menor que a disponibilidade, em função da mudança da base anual para mensal, incorpora trechos que antes extrapolavam a vazão outorgável, mesmo com o uso de 50% da $Q_{7,10}$ anual, tanto pelo critério 30% como o de 50% da $Q_{7,10}$ mensal.

Contudo, mesmo considerando a vazão outorgável como 50% da $Q_{7,10}$ mensal ainda são observados 15,2% dos trechos nos quais o somatório das demandas a montante excede a disponibilidade.

Na Figura 8 é apresentada a frequência de ocorrência, ao longo do ano, do número de trechos nos quais o somatório das demandas de montante é menor que a vazão máxima outorgável, em relação ao total de trechos impactados pelas retiradas a montante, considerando o critério atual e cada um dos critérios propostos.

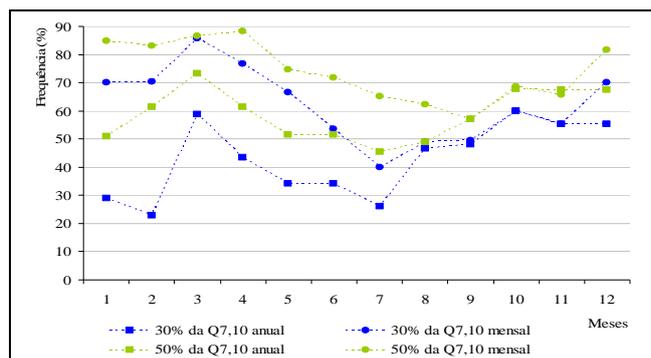


Figura 8 – Frequência de ocorrência, ao longo do ano, do número de trechos nos quais o somatório das demandas de montante é menor que a vazão máxima outorgável, em relação ao total de trechos impactados pelas retiradas a montante, considerando o critério atual e cada um dos critérios propostos.

Ao proceder a mudança do critério de 30% para 50% mantendo a vazão de referência calculada numa base anual verificou-se que o aumento na frequência dos trechos atendidos foi menor no mês de agosto (5%) e maior no mês de fevereiro (170%). Nos demais meses o aumento na frequência foi, em média 40%.

Considerando a mudança da vazão de referência anual para mensal e mantendo a porcentagem de 30% desta vazão, percebe-se que, para os meses de agosto a novembro não houve aumento no número de trechos nos quais o somatório das demandas a montante não excedeu a vazão máxima outorgável ou o aumento foi muito baixo. Nos meses de outubro e novembro o número de trechos permaneceu constante após a mudança da base de cálculo anual para mensal e nos meses de agosto e setembro o aumento foi de apenas 3% e 5%, respectivamente. Nos demais meses o aumento do número de trechos com somatório de demandas menor que 30% da $Q_{7,10}$ variou entre 27% no mês de dezembro e 209% no mês de fevereiro.

Analisando as curvas correspondentes aos critérios de 50% da $Q_{7,10}$ mensal e 30% da $Q_{7,10}$ anual verifica-se que houve aumento em todos os meses, tendo este sido menor nos meses de setembro, outubro e novembro, correspondendo a 19%, 14% e 19%, respectivamente e maior nos demais meses, variando de 33% no mês de agosto e a 265% no mês de fevereiro. Esta alternativa representa o melhor aumento das disponibilidades, ou seja, este é o cenário mais permissivo.

Na Figura 9 está representado o nível de criticidade da situação da bacia em relação ao critério de 50% da $Q_{7,10}$ anual e 50% da $Q_{7,10}$ mensal. Nesta Figura está apresentada a frequência de ocorrência, ao longo do ano, do número de trechos nos quais o somatório das demandas de montante é maior que 50% da $Q_{7,10}$, em relação ao total de trechos impactados pelas retiradas a montante, considerando as vazões calculadas em bases anuais e mensais.

A maior excedência em relação a $Q_{7,10}$ acontece para o critério de uso de 50% da $Q_{7,10}$ anual. O uso de 50% da $Q_{7,10}$ mensal proporcionou uma diminuição no número de trechos em que o somatório das vazões outorgadas a montante excedia a disponibilidade. A diminuição foi mais expressiva nos meses de dezembro a agosto, variando de 35% a 233%, sendo maior que 90% no período de janeiro a maio. Já nos meses de setembro, outubro e novembro a mudança da base anual para as bases mensais não representou benefícios para melhor utilização das águas superficiais. Neste período o número de trechos permaneceu constante no mês de setem-

bro, teve pequena redução no mês de outubro e aumentou em novembro, com percentuais de 0%, 3% e 5%, respectivamente.

Comportamento parecido foi verificado ao longo do ano, para as classes de extrapolação da própria $Q_{7,10}$. A mudança da base anual para a mensal promoveu a alternância entre classes de maior extrapolação para menor nível de extrapolação, como pode ser observado na Figura 21, que mostra que, ao longo do ano, com exceção dos meses de outubro e novembro, houve diminuição do número de trechos onde o somatório das demandas a montante supera a $Q_{7,10}$, considerando as duas classes de proporção de excedência.

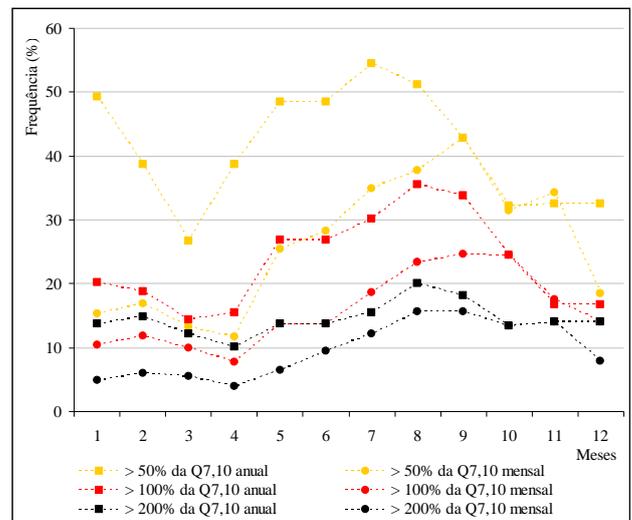


Figura 9 – Frequência de ocorrência, ao longo do ano, do número de trechos nos quais o somatório das demandas de montante é maior que a vazão máxima outorgável, em relação ao total de trechos impactados pelas retiradas a montante.

CONCLUSÕES

As demandas de uso da água estão mais concentradas nas partes Sul e Leste da bacia e os valores associados a elas apresentam expressiva variação ao longo do ano, estando os maiores valores associados aos meses de abril a outubro.

A substituição da $Q_{7,10}$ calculada em base anual pelas calculadas em base mensal resulta em um aumento da vazão de referência para estimativa da disponibilidade hídrica na bacia, sendo maior que 50% nos meses de dezembro a junho. Uma exceção ocorre no mês de novembro, mês no qual é

evidenciada a ocorrência das vazões mínimas, quando o uso de vazões mensais não apresenta influência no aumento da vazão de referência, isto porque a série baseada no uso de valores mensais se aproxima da série baseada no uso de valores anuais.

Quando utilizado o critério anterior para concessão de outorgas (30% da $Q_{7,10}$ anual), grande parte dos trechos da hidrografia com outorgas a montante apresentam o somatório das vazões demandadas maior que a vazão outorgável. A exceção foi observada em todos os meses, sendo que o mês mais crítico foi fevereiro (com exceção em 77% dos trechos) e o menos crítico foi outubro (com exceção em 40% dos trechos).

A mudança do critério de 30% da $Q_{7,10}$ anual para 50% da mesma promoveu aumento no percentual dos trechos atendidos, tendo sido este menor no mês de agosto (5%) e maior no mês de fevereiro (170%);

O uso do critério de 30% da $Q_{7,10}$ mensal proporcionou, ao longo do ano, aumentos de até 209% no percentual de trechos em que o somatório das outorgas não superou a vazão máxima outorgável, com exceção dos meses de outubro e novembro, nos quais não foi observado aumento;

A mudança do critério de 30% da $Q_{7,10}$ anual para 50% da $Q_{7,10}$ mensal promoveu aumento dos trechos com somatório das demandas menor que a disponibilidade, em todos os meses, tendo sido menor nos meses de setembro, outubro e novembro, correspondendo a, em média, 17% e maior nos demais meses, variando de 33% no mês de agosto e a 265% no mês de fevereiro.

REFERÊNCIAS

- BOF, L.H.N. *Análise de critérios de outorga de direito de uso de recursos hídricos*. 2010. 99 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2010.
- BRASIL. *Projeto de gerenciamento integrado das atividades desenvolvidas em terra na bacia do São Francisco*. Brasília: ANA/GEF/PNUMAIOEA, abril de 2004.
- CASTRO, L. M. A.; DINIZ, M. G. M.; SILVA, A. G. Aplicação do Instrumento da Outorga no Gerenciamento dos Recursos Hídricos em Minas Gerais: A Bacia do Ribeirão Entre Ribeiros. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 7., São Luis. *Anais...* São Luis: ABRH, 2004. 1 CD-ROM.
- CHEN, H.-W.; CHANG, N.-B. Using fuzzy operators to address the complexity in decision making of water resources redistribution in two neighboring river basins. *Advances in Water Resources*, v. 33, p. 652-666, 2010.
- COULIBALY, P.; BURN, D.H.. Spatial and temporal variability of Canadian seasonal streamflows. *Journal of Climate*, v.18, n.1, p. 191-210, 2005.
- CRUZ, J.C.; TUCCI, C.E.M. Estimativa da Disponibilidade Hídrica Através da Curva de Permanência. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.13, n.1, p. 111-124, 2008.
- CUTORE, P.; CRISTAUDO, G.; CAMPISANO, A.; MODICA, C.; CANCELLIERE, A.; ROSSI, G. Regional Models for the Estimation of Streamflow Series in Ungauged Basins. *Water Resources Management*, v. 21, p. 789-800, 2007.
- DAVIES, E.G.R.; SIMONOVIC, S.P.. Global water resources modeling with an integrated model of the social-economic-environmental system. *Advances in Water Resources*, v. 34, p. 684-700, 2011.
- IRRIPLAN ENGENHARIA Ltda. *Diagnóstico Ambiental da sub-bacia do ribeirão Entre Ribeiros*. Paracatu. 2003.
- ESLAMIAN, S.; BIABANAKI, M.. Low flow regionalization modeling. *International Journal of Ecological Economics. 2008 & Statistics*. Disponível em: <http://findarticles.com/p/articles/mi_6925/is_12/ai_n28516608/>. Acesso em: 20 Ago. 2012.
- EUCLYDES, H.P.; FERREIRA, P.A.; FARIA FILHO, R. F. Critério de outorga sazonal para a agricultura irrigada no Estado de Minas Gerais – Estudo de caso, artigo dos pesquisadores. *Revista Trimestral da Associação Brasileira de Irrigação e Drenagem – Abid*, 3, n. 71/72, 2006.
- GÁMIZ-FORTIS, S.R.; HIDALGO-MUÑOZ, J.M.; ARGÜESO, D.; ESTEBAN-PARRA, M.J.; CASTRO-DÍEZ, Y. Spatio temporal variability in Ebro river basin (NE Spain): Global SST as potential source of predictability on decadal time scales. *Journal of Hydrology*, v. 409, p. 759-775, 2011..
- GERBER, L.M.D. Outorga do Direito de Uso da Água. *Revista do Direito*, v. 3, p. 141-218, 2002.

- GONG, G.; WANG, L.; CONDON, L.; SHEARMAN, A.; LALL, U. A simple framework for incorporating seasonal streamflow forecasts into existing water resource management practices. *Journal of the American Water Resources Association*, 46(3), p. 574–585, 2010.
- LI, X.; GUO, S.; LIU, P.; CHEN, G. Dynamic control of flood limited water level for reservoir operation by considering inflow uncertainty. *Journal of Hydrology*, 391, p. 124-132, 2010a.
- LI, M.; SHAO, Q.; ZHANG, L.; CHIEW, F.H.S. A new regionalization approach and its application to predict flow duration curve in ungauged basins. *Journal of Hydrology*, 389, p. 137-145, 2010b..
- MAHMOUD, M.I.; GUPTA, H.V.; RAJAGOPAL, S. Scenario development for water resources planning and watershed management: Methodology and semi-arid region case study. *Environmental Modelling & Software*, v. 26, p. 873-885, 2011
- MASIH, I.; UHLENBROOK, S.; MASKEY, S.; AHMAD, M.D. Regionalization of a conceptual rainfall-runoff model based on similarity of the flow duration curve: A case study from the semi-arid Karkheh basin, Iran. *Journal of Hydrology*, v. 391, p. 188-201, 2010.
- MOREIRA, M.C.. *Gestão de recursos hídricos: sistema integrado para otimização da outorga de uso da água*. 2006. 105f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2006.
- NOVAES, L.F.. *Modelo para a quantificação da disponibilidade hídrica na bacia do Paracatu*. 2005. 104f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2005..
- OLIVEIRA, F.A.; MELO, E.L.; FIGUEIREDO, J.C.; PRUSKI, F.F.; RODRIGUEZ, R. del G. Impacto do uso de vazões naturais em estudos hidrológicos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, São Paulo. *Anais...* São Paulo: ABRH, 2007. 1 CD-ROM.
- PLATE, E. J. Flood risk and flood management. *Journal of Hydrology*, 267, p. 2-11, 2002.
- PRUSKI, F.F.; PRUSKI, P.L. Tecnologia e inovação frente a gestão de recurso hídricos. In: Medeiros, S. de S., Gheyi, H.R, Galvão, C. de O., Paz, V.P.S. (Eds), Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas. Instituto Nacional do Semiárido, Campina Grande, p. 27-58. 2011.
- PRUSKI, F.F.; RODRIGUEZ, R. del G.; SOUZA, J.F.; SILVA, B.M.B.; SARAIVA, I.S. Conhecimento da disponibilidade hídrica natural para a gestão dos recursos hídricos. *Engenharia Agrícola*, v. 31, n. 1, p. 67-77, 2011.
- PRUSKI, F.F.; NUNES, A.A.; PRUSKI, P.L.; RODRIGUEZ, R. del G.. Improved regionalization of streamflow by use of the streamflow equivalent of precipitation as an explanatory variable. *Journal of Hydrology*, v. 476, p. 52-71, 2013.
- RIBEIRO, C.B.M.; MARQUES, F.A.; SILVA, D.D. Estimativa e regionalização de vazões mínimas de referência para a bacia do rio Doce. *Engenharia na agricultura*, v. 13, n. 2, p. 103-107, 2005.
- RODRIGUEZ, R. del G.. *Proposta conceitual para a regionalização de vazões*. 2008. 254f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, MG. 2008.
- SAMUEL, J.; COULIBALY, P.; METCALFE, R. A.. Estimation of continuous streamflow in Ontario ungauged basins: comparison of regionalization methods. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 16, n. 5, p. 447-459, 2011.
- SANTOS, R.R.. *Crise hídrica na irrigação: o caso do ribeirão Entre-Ribeiros (MG)*. 2007. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília, Brasília, DF, 2007.
- Silva, A.M., De Oliveira, P.M., De Mello, C.R., Pierangeli, C., 2006. Vazões mínimas e de referência para outorga na região do Alto Rio Grande, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 10(2), p. 374-380.
- SMAKHTIN, V.U. Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, v. 240, p. 147-186, 2001.
- SOUSA, H. T. 2009. *Sistema computacional para regionalização de vazões*. 2009. 86f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2009.
- SOUSA, H.T.; PRUSKI, F.F.; BOF, L.H.N.; CECON, P.R.; SOUZA, J.R.C.. *SisCAH: Sistema computacional para análises hidrológicas*. Brasília, DF, Agência Nacional de Águas. 2009. 60p.

SUŠNIK, J.; VAMVAKERIDOU-LYROUDIA, L.S.; SAVIĆ, D.A.; KAPELAN, Z. Integrated System Dynamics Modelling for water scarcity assessment: Case study of the Kairouan region. *Science of the Total Environment*, 2012. doi:10.1016/j.scitotenv.2012.05.085.

TIAN, F.; LI, H.; SIVAPALAN, M.. Model diagnostic analysis of seasonal switching of runoff generation mechanisms in the Blue River basin, Oklahoma. *Journal of Hydrology*, v. 418-419, p. 136-149, 2012.

TILMAN, D.; CASSMAN, K.G.; MATSON, P.A.; NAYLOR, R.; POLASKY, S. Agricultural sustainability and intensive production practices. *Nature*, v. 418, p. 671-677, 2002.

TOMER, M.D.; SCHILLING, K.E.A. A simple approach to distinguish land-use and climate-change effects on watershed hydrology. *Journal of Hydrology*, v. 376, p. 24-33, 2009.

TUCCI, C.E.M.. *Regionalização de vazões*. Porto Alegre: Ed. Universidade UFRGS. 2002, 256 p.

VAIRAVAMOORTHY, K.; GORANTIWAR, S.D.; PATHIRANA, A. Managing urban water supplies in developing countries – Climate change and water scarcity scenarios. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 33, p. 330–339, 2008.

YADAV, M.; WAGENER, T.; GUPTA, H. Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins. *Advances in Water Resources*, v. 30, p. 1756–1774, 2007.

ZHANG, X.H.; ZHANG, H.W.; CHEN, B.; CHEN, G.Q.; ZHAO, X.H.. Water resources planning based on complex system dynamics: A case study of Tianjin city. *Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation*, 13, p. 2328–2336, 2008.

ZHAO, R.; CHEN, S.. Fuzzy pricing for urban water resources: Model construction and application. *Journal of Environmental Management*, v. 88, p. 458–466, 2008.

Optimization Of The Use Of Available Surface Waters In The Entre Ribeiros River Basin

ABSTRACT

The purpose of water use grants is to adjust demands and availability and to ensure compliance with current and future water uses. The criteria for issuing water use grants are based on percentages of minimum flows observed during periods of drought (reference flows). Considering that seasonal availability and the use of less stringent criteria constitute alternatives that may enable better water use, the objective of the present study is to characterize the water use demands; quantify reference flow; assess the impact of using different licensing criteria for water availability; and to conduct a case study for the Entre Ribeiros river basin. To quantify the removal of water from the basin, the IGAM files were consulted, and regionalization of the reference flow was performed to quantify availability. The regionalized demands and flows obtained in annual and monthly bases were spatialized along the BHTCOMG and an analysis was done to assess the impact of the replacement of annual flows by monthly flows considering criteria based on the use of 30% of the annual and monthly Q7, 10 and 50% of annual and monthly Q7, 10 for each stretch of the hydrograph. Based on the results obtained, it can be concluded that changing the criteria from 30% to 50% of the annual Q7,10 promoted increases ranging from 5% to 170% in the percentage of stretches in which the sum of grants did not exceed the maximum discharge granted; using the criterion of 30% of the monthly Q7,10 resulted in increases of up to 209% of the percentage of the stretches looked at.

Keywords: Seasonality of the flow regime. Management, planning.

Amostragem de Séries Sintéticas Hidrológicas

Daniel H. Marco Detzel¹, Marcelo Rodrigues Bessa¹, Miriam Rita Moro Mine²

daniel@lactec.org.br; bessa@lactec.org.br; mrmine.dhs@ufpr.br

Recebido: 14/11/12 - revisado: 03/04/13 - aceito: 06/08/13

RESUMO

O uso de modelos estocásticos para a geração de séries temporais sintéticas tem grande aceitação em diversas áreas nas quais o uso de informações históricas é limitado, dentre elas o planejamento dos recursos hídricos. Dependendo de sua aplicação, entretanto, o uso de todos os cenários sintéticos pode se mostrar oneroso computacionalmente, fazendo com que seja necessária a simplificação dos sistemas utilizados. Sob esse contexto, propõe-se um estudo de amostragem de séries sintéticas, na intenção de reduzir o número de cenários gerados sem perder a representatividade obtida com o modelo estocástico. O método está calcado em duas etapas: (i) agrupamento das séries sintéticas através da determinação de distâncias de Mahalanobis entre elas e as séries históricas e (ii) aplicação de amostragem estratificada sobre o conjunto resultante. Como estudo de caso, selecionaram-se séries de vazões afluentes a 62 usinas hidrelétricas brasileiras, cujas séries sintéticas foram geradas a partir de um modelo autorregressivo contemporâneo multivariado CARMA(p,q). Os resultados confirmaram a plausibilidade do método de amostragem, permitindo a redução do número de séries sem alterar a distribuição empírica de probabilidades conseguida com o conjunto de séries sintéticas originalmente geradas. Análises extras relativas à estabilidade do método frente ao número de séries geradas estão presentes.

Palavras-chave: Amostragem. Distância de Mahalanobis. Modelo contemporâneo. Séries sintéticas mensais.

INTRODUÇÃO

Modelos estocásticos para geração de séries sintéticas de vazões tiveram uso crescente a partir do momento em que se percebeu que a série histórica sozinha era insuficiente para o planejamento apropriado de sistemas de recursos hídricos (JACKSON, 1975). Com emprego inicial no dimensionamento de reservatórios (VOGEL e STEDINGER, 1988 e referências citadas por esses autores), as aplicações se expandiram para operação de reservatórios considerando eventuais usos múltiplos (FREVERT *et al.*, 1989), abastecimento urbano (FRICK *et al.*, 1990), sistemas de irrigação (MORENO *et al.*, 2008), entre outros.

De particular interesse, estudos relacionados à operação ótima de múltiplos reservatórios têm evoluído rapidamente graças ao contínuo avanço computacional. Dessa maneira, ganharam espaço modelos de maior complexidade, capazes de contemplar variáveis multidimensionais, não lineares e estocásticas. Mesmo assim, Labadie (2004) aponta

que algumas classes de modelos ainda oferecem grandes desafios, principalmente os que fazem uso de cenários sintéticos de aflúncias na otimização estocástica explícita de grandes sistemas (e.g. KELMAN *et al.*, 1990; PEREIRA; PINTO, 1985; SEIFI; HIPEL, 2001).

Como forma de aliviar o peso computacional de tais modelos, alguns autores desenvolveram algoritmos eficientes de solução, baseados principalmente em técnicas de decomposição (SAADOLI, 2010; PEREIRA e PINTO, 1985). Outros autores optaram por reduzir o número de cenários nas simulações, sem alterar a estrutura principal do modelo (FABER; STEDINGER, 2001).

O artigo aqui apresentado, em concordância com o contexto do segundo método supracitado, trabalha com a redução do número de cenários sintéticos a serem utilizados para modelos que exigem grande capacidade de processamento computacional. No estudo de Faber e Stedinger (2001), foram usadas combinações de cenários de previsão de aflúncias futuras semelhantes. No presente artigo, utilizou-se uma técnica de amostragem estatística para reduzir o número de séries sintéticas de vazões geradas por um modelo estocástico multivariado.

Para se chegar ao número reduzido de cenários, trabalhou-se em duas etapas: (i) ranquear as

¹ Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento – LACTEC

² Universidade Federal do Paraná – UFPR

matrizes de séries sintéticas de acordo com um critério de similaridade com a matriz de séries históricas e (ii) selecionar as séries de forma que a amostra final contenha elementos de diferentes probabilidades de ocorrência na população, garantindo assim representatividade de eventos hidrológicos diversos.

Os cenários sintéticos foram gerados para um grupo de 62 usinas hidrelétricas integrantes do Sistema Interligado Nacional através de um modelo multivariado autorregressivo com médias móveis contemporâneo – CARMA(p,q). Para o critério de similaridade utilizado no ranqueamento dos cenários, buscou-se fundamentação em estudos de agrupamentos de séries temporais, nos quais a determinação de distâncias entre elementos das séries é bastante comum. A fim de tornar possível o cálculo das distâncias sem prejudicar a estrutura de correlações espaciais entre as vazões das usinas, empregou-se a distância generalizada de Mahalanobis (FERREIRA, 2004). A amostragem, por sua vez, foi desenvolvida de acordo com os princípios da amostragem estratificada clássica, na qual uma população heterogênea é dividida em subpopulações homogêneas (COCHRAN, 1977). A amostragem é, então, feita individualmente a cada subpopulação.

O artigo está estruturado da seguinte forma: a seção seguinte se trata de uma breve revisão de literatura relativa ao agrupamento de séries temporais e amostragem estratificada. Na sequência, o método proposto no presente artigo é explicado em maiores detalhes. Depois, os dados utilizados são descritos mostrando características gerais das usinas e séries empregadas. Resultados são apresentados na seção seguinte, acompanhados de análises diversas. Por fim, a última seção conclui o estudo.

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O agrupamento de séries temporais é um tema rico na literatura e que possui respaldo em muitas áreas do conhecimento. Liao (2005) oferece uma revisão detalhada sobre os diversos algoritmos existentes e a aplicabilidade de cada um, dado o tipo de série com a qual se está trabalhando. Em comum a um grande número de estudos, determinam-se critérios de similaridade de acordo com distâncias entre elementos das séries consideradas. Sejam dois vetores genéricos X e $Y \in \mathbb{R}^p$ e uma matriz qualquer Ψ . A distância entre os elementos x e y (pertencentes aos respectivos vetores X e Y) é dada pela equação (1) (FERREIRA, 2004):

$$d(x, y) = \sqrt{(x - y)' \Psi (x - y)} \quad (1)$$

A métrica Ψ pode assumir diferentes matrizes positivas definidas. Quando se emprega a matriz identidade (e.g. $\Psi = I$), tem-se a distância Euclidiana clássica, métrica utilizada em diversos trabalhos (KOSMELJ e BATAGELJ, 1990; POLICKER e GEVA, 2000; KALPAKIS *et al.*, 2001; PICCOLO, 1990; CORDUAS e PICCOLO, 2008), mas que possui a limitação de não considerar a estrutura de correlações cruzadas entre as séries (CAIADO *et al.*, 2006).

Como métrica alternativa, pode-se utilizar a inversa da matriz de covariâncias ($\Psi = \Sigma^{-1}$), obtendo-se a chamada distância generalizada de Mahalanobis. De Maesschalck *et al.* (2000) detalham as principais características dessa distância, comparando-a com a distância Euclidiana e apontando diferenças entre as duas. Jouan-Rimbaud *et al.* (1998) utilizam a distância de Mahalanobis como um de três critérios para identificar a representatividade de grupos de dados multidimensionais. Farber e Kadmon (2003) a usam na modelagem bioclimática de plantas, obtendo melhorias quando comparada a formulações anteriormente utilizadas. Picard (2012) desenvolveu um método de agrupamento baseado na distância de Mahalanobis para aplicação em casos nos quais se tem mais de uma população, cada uma com seu número de elementos. Corduas (2011) aplicou a distância de Mahalanobis entre os coeficientes harmônicos da regressão que definiu a sazonalidade de 89 séries de vazões de rios americanos, na intenção de classificá-las. Demais aplicações da métrica de Mahalanobis podem ser encontradas na detecção de outliers (ATKINSON e RIAN, 2007; FILMOSE e HRON, 2008; GIMÉNEZ *et al.*, 2012), aprendizagem de máquinas (MANOLOVA e GUÉRIN-DUGUÉ, 2008; CHANG, 2012; XIANG *et al.*, 2008), entre outras.

No campo da amostragem estratificada, dois pontos são recorrentes em qualquer aplicação: a definição dos limites superior e inferior de cada grupo (ou estrato) e o número de elementos a serem amostrados em cada estrato. A primeira questão foi tratada nos estudos de Dalenius e Hodges (1959), Ekman (1959), Gunning (2004), Kozak (2004) e Nicolini (2001), enquanto que a alocação das amostras foi tema dos trabalhos de Chaddha *et al.* (1971), Huddleston *et al.* (1970) e Bretthauer *et al.* (1999). Ainda, Keskintürk e Er (2007) aplicaram algoritmos genéticos para estudar ambas as questões simultaneamente.

No presente artigo, a métrica de Mahalanobis é utilizada na determinação das distâncias entre

as séries sintéticas de vazões e as séries históricas. O vetor de distâncias resultantes foi submetido a uma amostragem estratificada para tornar possível a redução do número de séries sintéticas, sem perder as diferentes características hidrológicas obtidas com o modelo estocástico. Na sequência são detalhados os métodos empregados para a classificação das séries e subsequente amostragem.

MÉTODOS DE ANÁLISE

Modelo para geração das séries mensais

A geração dos cenários sintéticos mensais de vazão se deu através de um modelo estocástico linear, não periódico, multivariado do tipo CARMA(p,q), ou autorregressivo com médias móveis contemporâneo de ordens p e q. Sejam os vetores $Z_t = (Z_{t1}, Z_{t2}, \dots, Z_{tk})'$ e $a_t = (a_{t1}, a_{t2}, \dots, a_{tk})'$, definidos para k séries temporais no tempo t. O modelo CARMA(p,q) é dado, genericamente, pela equação (2):

$$\varphi_i(B)Z_{ti} = \theta_i(B)a_{ti}, i = 1, 2, \dots, k \tag{2}$$

onde φ_i é o i-ésimo operador AR de ordem p:

$$\varphi_i(B) = 1 - \varphi_{ii1}B - \varphi_{ii2}B^2 - \dots - \varphi_{iip}B^p$$

Igualmente, θ_i é o i-ésimo operador MA de ordem q:

$$\theta_i(B) = 1 - \theta_{ii1}B - \theta_{ii2}B^2 - \dots - \theta_{iip}B^q$$

B é o operador de defasagem do modelo. Para respeitar as condições de invertibilidade e estacionariedade da formulação (Box *et al.*, 1994), $\varphi_i(B) = 0$ e $\theta_i(B) = 0$ devem permanecer fora do círculo unitário. Por fim, assume-se o vetor de resíduos independentes e normalmente distribuídos $a_t \sim NID(0, \Delta)$, onde Δ é a matriz de variância-covariância.

Hipel e McLeod (1994, cap. 21) trazem uma descrição completa das minúcias do modelo CARMA. A principal diferença desta formulação para um modelo ARMA multivariado tradicional reside no fato de que as matrizes de parâmetros do modelo contemporâneo são diagonais. Assim, ele respeita, além das estatísticas básicas, as autocorrelações individuais de cada série histórica. A correlação espacial é preservada sucintamente (lag zero) através do vetor de resíduos, modelado a partir da equação (3):

$$a_t = M\varepsilon_i \tag{3}$$

onde ε_i é um vetor de variáveis aleatórias independentes e identicamente distribuídas $\varepsilon_i \sim IID(0,1)$ e M é uma matriz de parâmetros. Aplicações do modelo contemporâneo podem ser conferidas nos estudos de Camacho *et al.* (1987), Haltiner e Salas (1988), Wang (2008) e Stedinger *et al.* (1985). Neste último, em particular, os autores comparam o modelo contemporâneo CARMA com uma tradicional formulação multivariada ARMA, ambos de primeira ordem, concluindo que a performance dos dois pouco variou.

Para aproximar as séries de vazões de uma distribuição normal, aplicou-se transformação logarítmica. Ademais, a sazonalidade das séries foi removida através de padronização individual por média e desvio padrão (HIPEL e McLEOD, 1994). Esse procedimento foi empregado em detrimento do uso de um modelo periódico, na intenção de simplificar todo o método.

A ordem dos modelos foi determinada para cada usina utilizando-se das funções de autocorrelação e autocorrelação parcial em conjunto com o critério de informação bayesiano (BIC – SCHWARTZ, 1978). Como regra geral, limitou-se a ordem máxima em dois (CARMA(2,2)), suficiente para o ajuste de modelos lineares a séries estacionárias (BOX *et al.*, 1994). Os parâmetros individuais p e q foram estimados a partir do método da máxima verossimilhança, enquanto que a matriz de parâmetros M foi calculada a partir da decomposição da matriz de correlações entre os resíduos de cada série (HALTINER; SALAS, 1988).

Método para amostragem das séries sintéticas

A utilização de técnicas de amostragem estatística encontra aplicação em estudos nos quais se necessita informações de uma população, mas não se dispõe de recursos suficientes para realizar inferências sobre todos os dados. No contexto do presente trabalho, os recursos são associados ao tempo computacional gasto por modelos que farão uso das séries sintéticas.

Para a diminuição do número dos cenários sintéticos gerados, poderia ser aplicado o método da amostragem aleatória simples (COCHRAN, 1977, cap. 2) sobre as séries obtidas, porém dois pontos o tornam indesejável: (i) o modelo de geração é multivariado, fazendo com que a amostragem individual prejudique a correlação espacial entre as usinas e (ii) entende-se que existem diversos eventos hidro-

lógicos, com diferentes probabilidades de ocorrência, estimulando o emprego de técnicas de amostragem não equiprovável.

Dessa maneira, optou-se, numa primeira etapa, por trabalhar com as similaridades entre as matrizes de séries sintéticas e a matriz de séries históricas a partir da determinação de distâncias de Mahalanobis. Sua formulação é mostrada na equação (4), obtida diretamente a partir da equação (1):

$$d(x, y) = \sqrt{(x - y)' \Sigma^{-1} (x - y)} \quad (4)$$

onde Σ^{-1} é a inversa da matriz de covariâncias. Para calcular as distâncias, as variáveis aleatórias x e y são substituídas pelas médias das séries históricas e sintéticas, \bar{x} e \bar{y} respectivamente, e a matriz Σ^{-1} assume a inversa da matriz de covariâncias conjunta amostral S_{xy}^{-1} . Dessa forma, a equação final para determinação das distâncias de Mahalanobis é:

$$d(\bar{x}, \bar{y}) = \sqrt{(\bar{x} - \bar{y})' S_{xy}^{-1} (\bar{x} - \bar{y})} \quad (5)$$

As distâncias foram determinadas individualmente entre cada série sintética e a série histórica. Sejam \mathbf{t} o tamanho da série, \mathbf{k} o número de séries históricas e \mathbf{N} o número de séries sintéticas geradas, segue-se o procedimento:

- Monta-se a matriz de séries históricas \mathbf{x} de tamanho $(\mathbf{t} \times \mathbf{k})$:

$$\mathbf{x} = \begin{bmatrix} x_{11} & \dots & x_{1k} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{t1} & \dots & x_{tk} \end{bmatrix}$$

- Organizam-se as matrizes de séries sintéticas \mathbf{y}_N de tamanho $(\mathbf{t} \times \mathbf{k})$:

$$\mathbf{y}_1 = \begin{bmatrix} y_{11} & \dots & y_{1k} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ y_{t1} & \dots & y_{tk} \end{bmatrix}; (\dots); \mathbf{y}_N = \begin{bmatrix} y_{11} & \dots & y_{1k} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ y_{t1} & \dots & y_{tk} \end{bmatrix}_N$$

- Calculam-se os vetores de médias para cada matriz:

$$\bar{\mathbf{x}} = \frac{\begin{bmatrix} x_{11} & \dots & x_{1k} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{t1} & \dots & x_{tk} \end{bmatrix}}{|\bar{\mathbf{x}}_{.1} \dots \bar{\mathbf{x}}_{.k}|}; \bar{\mathbf{y}}_N = \frac{\begin{bmatrix} y_{11} & \dots & y_{1k} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ y_{t1} & \dots & y_{tk} \end{bmatrix}_N}{|\bar{\mathbf{y}}_{.1} \dots \bar{\mathbf{y}}_{.k}|_N}$$

- Calcula-se a matriz de diferenças entre as médias de cada série, de tamanho $(\mathbf{k} \times \mathbf{N})$:

$$(\bar{\mathbf{x}} - \bar{\mathbf{y}}) = \begin{bmatrix} (\bar{x}_{.1} - \bar{y}_{.1})_1 & \dots & (\bar{x}_{.k} - \bar{y}_{.k})_1 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ (\bar{x}_{.1} - \bar{y}_{.1})_N & \dots & (\bar{x}_{.k} - \bar{y}_{.k})_N \end{bmatrix}$$

- Calcula-se a matriz de covariâncias conjunta entre as séries (McLachlan, 1999):

$$S_{xy} = \frac{(n_x - 1)S_x + (n_y - 1)S_y}{N}$$

onde S_x e S_y são as matrizes de covariâncias amostrais e n_x e n_y são os números de elementos de cada série;

- Substituem-se $(\bar{\mathbf{x}} - \bar{\mathbf{y}})$ e S_{xy} na equação (5) e determinam-se as distâncias.

A lógica envolvida no método é obter um ranque das séries sintéticas de acordo com sua semelhança com a série histórica. Quanto menor o valor da distância de Mahalanobis, mais próxima da série histórica é a série sintética.

A estratificação da população de distâncias é feita através do método de Dalenius e Hodges (1959), também conhecido por método MVS (*minimum variance stratification*). Mesmo se tratando de um método simples, é o mais utilizado nos estudos com amostragem estratificada, fato que comprova sua eficiência (KESKINTÜRK e ER, 2007). A ideia básica é obter a função cumulativa das raízes quadradas das frequências observadas. Os estratos são obtidos determinando-se intervalos iguais da série acumulada resultante.

A amostragem estratificada de uma população com N elementos é caracterizada por alguns parâmetros representativos. Sendo h o estrato, N_h , n_h e s_h^2 representam o número total de elementos, o número de elementos amostrados e a variância do estrato h , respectivamente. Definem-se o peso do estrato por $W_h = N_h/N$, a fração amostral do estrato por $f_h = n_h/N_h$ e a variância total da amostra pela equação (6):

$$s^2 = \sum_{h=1}^L W_h^2 \frac{s_h^2}{n_h} (1 - f_h) \quad (6)$$

Para determinar o tamanho global da amostra (equivalente à soma do número de elementos em cada estrato), aplicou-se a equação (7), deduzida para calcular o tamanho da amostra na intenção de estimar a média de uma população finita (COCHRAN, 1977):

$$n = \frac{Z_{\alpha}^2 \sigma^2 N}{d^2(N - 1) + Z_{\alpha}^2 \sigma^2} \quad (7)$$

onde Z_{α} é a abscissa normal padrão para nível de significância α , σ^2 é a variância populacional, N é o tamanho da população e d é o erro amostral esperado. A determinação do tamanho da amostra representa a única variável que foi calculada por usina, usando como referências as médias individuais de cada série sintética. Assim, σ^2 se refere à variância das médias das séries sintéticas em cada usina e N é o total de séries geradas. Adotou-se como nível de significância 95%, enquanto que para o erro amostral foi considerado 2% do valor médio populacional, equivalente à média das médias das séries sintéticas de cada usina.

Com relação ao número de estratos, não é usual aplicar métodos que definam precisamente a quantidade a ser utilizada. O que se encontra na literatura são ensaios com números variados (arbitrários) de estratos para um mesmo conjunto de dados, sempre buscando a minimização da variância resultante (KESKINTÜRK; ER, 2007; HUDDLESTON; CLAYPOOL, 1970; KOZAK, 2004). No entanto, é fácil notar que a variância somente será, de fato, mínima quando o número de estratos for igual ao número de elementos da amostra (COCHRAN, 1977). Por esse motivo, a escolha deste parâmetro fica condicionada à particularidade de cada estudo; neste trabalho, fixou-se o número de estratos em cinco.

DADOS UTILIZADOS

Para aplicar os métodos propostos foram coletadas séries de vazões mensais afluentes às usinas hidrelétricas que compõem o Sistema Interligado Nacional (SIN). As séries estão disponíveis no *site* do Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS) (http://www.ons.org.br/operacao/vazoes_naturais.aspx) e seu histórico é atualizado anualmente. Na coleta de dados realizada para este trabalho, o período histórico disponível era de jan./1931 a dez./2007 para todas as usinas. Vale lembrar que os registros disponibilizados pelo ONS se referem a vazões naturalizadas, ou seja, sem a influência do barramento das usinas ou das evaporações líquidas nos lagos dos reservatórios, além dos possíveis usos secundários dos mesmos (BRAGA *et al.*, 2009). Todas as séries são consistidas e não apresentam falhas.

Em dez./2007 estavam em operação 146 aproveitamentos hidrelétricos, dos quais foram selecionadas 62 usinas para geração de séries sintéticas e

amostragem. O critério de seleção se baseou na escolha de usinas localizadas nas cabeceiras das bacias hidrográficas e usinas cuja potência instalada fosse superior a 1 GW.

A Tabela 1 mostra a relação de usinas consideradas, juntamente com a potência, vazão média de longo termo (MLT) e desvios padrão das afluições a cada reservatório.

Nota-se que a coleção de usinas escolhidas forma uma gama de características diferentes encontradas dentro do SIN. Tanto em termos de potência, quanto em termos de hidrologia, a maior usina considerada é a de Itaipu, enquanto que a menor é a de Jaguari. Entre esses limites, observa-se uma grande variabilidade de casos, escolhidos propositalmente para validar o método proposto neste artigo.

Previamente à aplicação do modelo estocástico para geração das séries sintéticas, a condição de estacionariedade estatística das séries históricas foi verificada. Todas foram submetidas a testes de hipóteses e a procedimentos de correção, caso apresentassem indícios de não estacionariedade (ver DETZEL *et al.*, 2011).

Estudo de caso

O estudo de caso foi dividido em duas etapas: a primeira se focou puramente na determinação das distâncias de Mahalanobis e subsequente amostragem das séries sintéticas de forma a verificar se esse procedimento alteraria significativamente a distribuição de probabilidades empíricas originalmente conseguidas com o modelo estocástico. A segunda etapa se focou em uma análise de sensibilidade do método quando submetido à geração de diversos conjuntos de cenários sintéticos com tamanhos de população variados. A intenção foi verificar a consistência e estabilidade das estratificações obtidas através do método proposto.

RESULTADOS E ANÁLISES

O modelo estocástico CARMA foi utilizado inicialmente para a geração de uma população de $N=2000$ cenários sintéticos de afluições às 62 usinas consideradas. As séries sintéticas foram submetidas a extensivos testes de validação, baseados em estatísticas básicas (média, desvio padrão, assimetria, autocorrelações, mínimos e máximos) e verificações mais criteriosas (sequências de vazões abaixo da média e déficits acumulados), além da análise das correlações espaciais. Os resultados foram positivos para

Tabela 1 – Usinas consideradas no estudo de caso

Usina	Potência (MW)	MLT (m ³ /s)	Desv. Pad. (m ³ /s)	Usina	Potência (MW)	MLT (m ³ /s)	Desv. Pad. (m ³ /s)
Camargos	46,0	132	84	Paraibuna	85,0	68	33
Furnas	1.216,0	924	615	Picada	50,0	37	21
Estreito	1.104,0	1.058	704	Sobragi	60,0	74	41
Caconde	80,4	54	36	Salto Grande	102,0	146	106
Água Vermelha	1.396,2	2.093	1.306	Candonga	140,0	154	87
Batalha	53,6	113	84	Baguari	140,0	574	358
Emborcação	1.192,0	489	367	Irapé	360,0	152	176
Nova Ponte	510,0	300	200	São Domingos	48,0	127	25
Corumbá IV	127,0	133	95	Itapebi	450,0	391	440
Itumbiara	2.082,0	1.564	1.084	Retiro Baixo	82,0	158	127
Cach. Dourada	658,0	1.641	1.131	Três Marias	396,0	689	603
São Simão	1.710,0	2.404	1.567	Queimado	105,0	56	36
Ilha Solteira	3.444,0	5.588	3.278	Sobradinho	1.050,3	2.687	1.976
Porto Primavera	1.540,0	7.857	4.122	Itaparica	1.479,6	2.768	2.055
Jurumirim	97,8	251	146	Comp. P. Afonso	1.419,2	2.786	2.064
Itaipu	14.000,0	11.615	5.258	Xingó	3.162,0	2.786	2.064
Santa Clara PR	120,2	113	88	Pedra do Cavalo	162,0	104	158
Gov. Bento Munhoz	1.676,0	722	537	Boa Esperança	237,3	465	246
Segredo	1.260,0	852	627	Guil. Amorim	140,0	74	51
Salto Santiago	1.420,0	1.135	848	Jauru	121,5	85	16
Salto Osorio	1.078,0	1.188	888	Guaporé	120,0	39	9
Salto Caxias	1.240,0	1.524	1.135	Salto Pilão	182,3	138	109
Barra Grande	698,4	300	246	Rosal	55,0	33	24
Campos Novos	880,0	347	282	Serra da Mesa	1.275,0	778	697
Machadinho	1.140,0	814	654	Lajeado	902,5	2.467	2.293
Itá	1.450,0	1.149	941	Curuá Una	30,0	188	120
Passo Fundo	220,0	63	52	Tucuruí	8.370,0	11.003	9.241
Quebra Queixo	121,5	93	76	Manso	210,9	178	124
Castro Alves	130,0	176	150	Ponte Pedra	176,1	83	19
São José	51,0	280	235	Santa Clara MG.	60,0	99	86
Jaguari	27,6	26	13	Itiquira I	95,2	77	34

todas as usinas (DETZEL *et al.*, 2012), validando sua utilização na amostragem proposta.

Como descrito anteriormente, na primeira etapa do estudo de caso as distâncias de Mahalanobis foram determinadas entre a série histórica e cada matriz de séries sintéticas, resultando em 2000 distâncias. A Figura 1 mostra o histograma obtido para o grupo de distâncias. Nota-se que a distribuição de frequências resultante se aproxima de uma distribuição normal com uma leve assimetria positiva. Evidentemente, quanto maior a distância obtida, mais diferente é a série sintética da série histórica.

Na determinação do tamanho da amostra, obtiveram-se resultados com alguma variabilidade. Analisando a equação (7), nota-se que este parâme-

tro depende diretamente dos desvios padrão de cada série; usinas cujas afluições tenham desvio padrão elevado necessitam de maior número de amostras e vice-versa. Assim, considerando a população de 2000 séries geradas, a menor amostra calculada foi para a usina de São Domingos, com apenas 18 séries. Por outro lado, a maior amostra foi observada para a usina de Pedra do Cavalo com 766 séries. Considerando-se a distribuição do número de amostras entre todas as usinas, optou-se por adotar o valor padrão de $n=300$ séries para todas as usinas, número este próximo à mediana da distribuição obtida. A amostragem estratificada sobre todo o conjunto de dados gerou os resultados mostrados na Tabela 2.

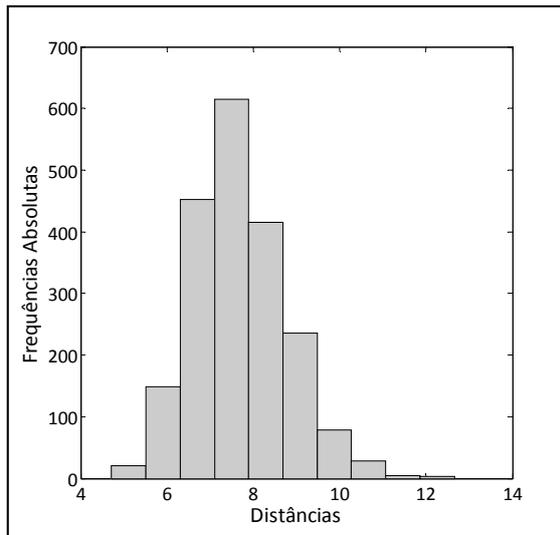


Figura 1 – Histograma para as 2000 distâncias

Tabela 2 – Parâmetros da amostragem estratificada

#	N_h	W_h	n_h	s_h^2
1	118	0,06	18	0,08
2	368	0,19	55	0,04
3	682	0,34	102	0,07
4	566	0,28	85	0,10
5	266	0,13	40	0,42
Total	2000	1,00	300	$3,8 \times 10^{-4}$

As amostras foram obtidas proporcionalmente ao peso amostral W_h , aplicando-o diretamente sobre o valor de n_h . Analisando as variâncias individuais, nota-se que o quinto estrato apresentou um valor discrepante em relação aos demais. Isso ocorreu por ser neste estrato que se encontram as séries cujas distâncias tiveram maior valor absoluto. Em outras palavras, o estrato cinco reuniu o conjunto de séries mais dissimilares em relação à série histórica. Ainda assim, a variância total da amostra estratificada resultou em um valor muito baixo, validando o método de estratificação utilizado.

Com relação à forma de seleção das séries dentro de cada estratificação, vale citar o estudo de Grafström (2010), no qual o autor avaliou oito métodos de diferentes complexidades para seleção de amostras a partir dos pesos amostrais obtidos. Utilizando a entropia como medida de aleatoriedade, a conclusão foi a de que todos os oito métodos são igualmente precisos. Baseado nesta evidência optou-

se por um método de simples permutação aleatória (COCHRAN, 1977) das matrizes de séries sintéticas em cada estrato.

Uma vez compostas as amostras, elas foram submetidas às análises de distribuição empírica de probabilidades. A Figura 2 mostra a comparação entre as funções de distribuição de probabilidades empíricas acumuladas (FDA) da série histórica, séries sintéticas sem amostragem ($N=2000$) e séries sintéticas com amostragem ($n=300$) para quatro usinas: Itaipu, representando a hidrologia do Sudeste do país, Segredo, representando a hidrologia do Sul do país, Sobradinho, representando a hidrologia do Nordeste do país e Pedra do Cavalo, usina cujo tamanho teórico da amostra foi o maior calculado.

Percebe-se que a amostragem não afetou significativamente as funções empíricas em nenhum dos casos. As maiores diferenças foram observadas na porção superior, relativas ao intervalo entre 0,8 e 1,0, no qual as séries amostradas ligeiramente subestimaram as vazões de maior magnitude. O resultado positivo foi verificado inclusive para a usina de Pedra do Cavalo que, como mencionado anteriormente, necessitava de uma amostra composta por 766 séries. Mesmo utilizando menos da metade do número calculado, as amostras selecionadas foram capazes de manter a distribuição de probabilidades empíricas. Estes resultados foram também verificados para as demais usinas do estudo.

Na segunda etapa de verificações, foram gerados cinco conjuntos de cenários, com populações de 2.000, 3.000, 4.000, 5.000 e 10.000 elementos cada. Os histogramas das distâncias de Mahalanobis obtidos para cada população são mostrados na Figura 3. Analisando-os fica evidente que a forma geral da distribuição de frequências não varia de acordo com o aumento do tamanho das populações. Dessa forma, a classe de maior frequência em todos os casos se localiza no entorno do ponto de distância igual a sete.

A causa da não variabilidade do histograma final pode ser encontrada no próprio modelo estocástico de geração de séries sintéticas. Os parâmetros da formulação foram todos estimados utilizando unicamente as informações das séries históricas e, portanto, espera-se que o conjunto de séries sintéticas mantenha um comportamento parecido independentemente do número de cenários gerados. Do ponto de vista do método de agrupamento das séries sintéticas, o fato dos histogramas finais manterem sua forma é desejável, pois confirma a consistência da técnica para este caso.

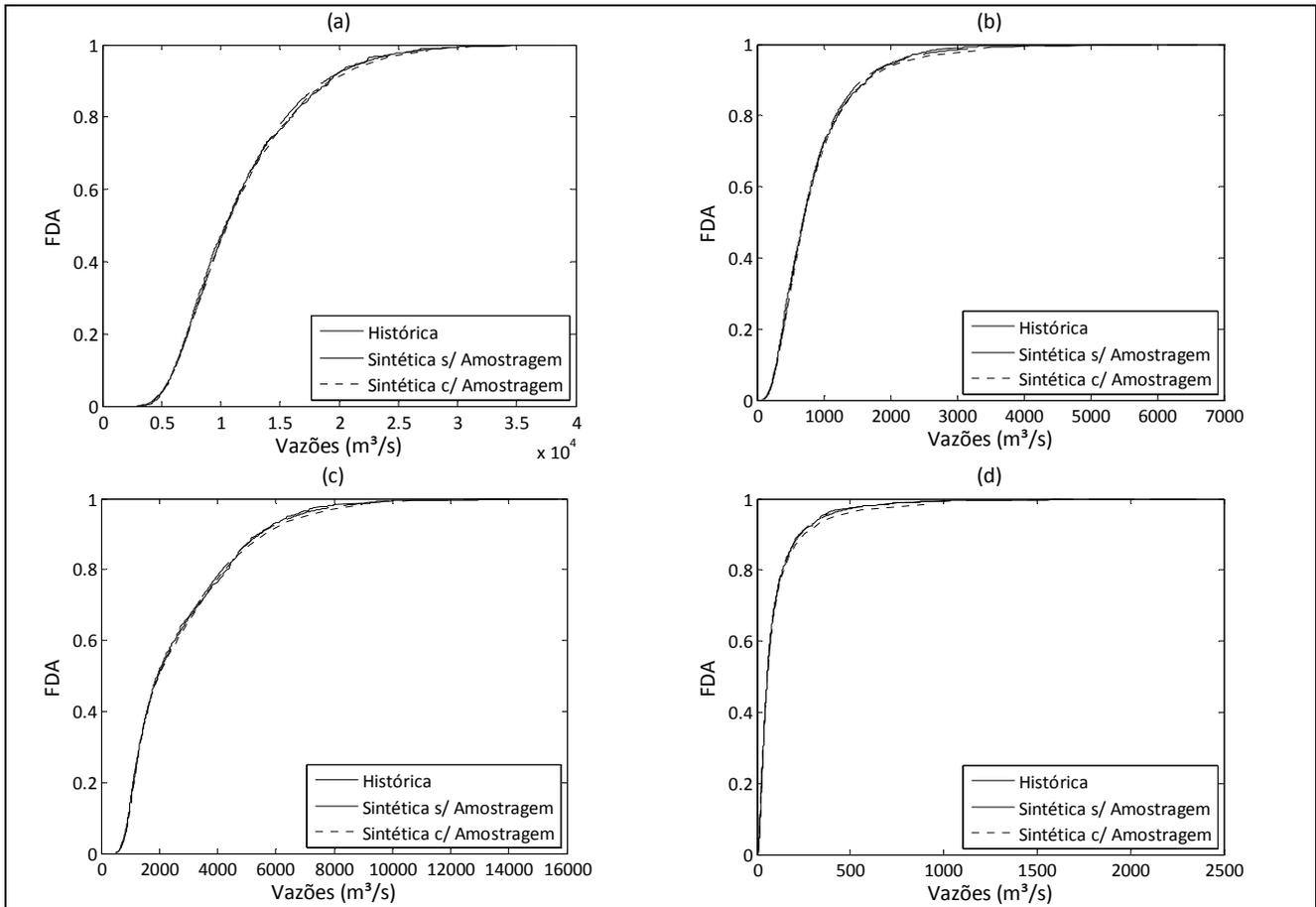


Figura 2 – Distribuições de probabilidades empíricas acumuladas. (a) Itaipu; (b) Segredo; (c) Sobradinho; (d) Pedra do Cavallo

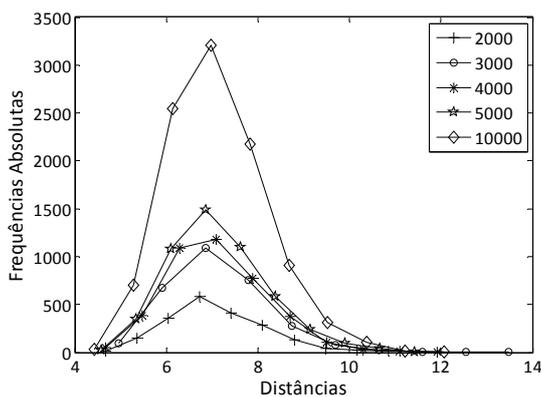


Figura 3 – Histograma de distâncias para diversos tamanhos de população

Para o processo de estratificação, notou-se que o aumento progressivo do tamanho da população não resultou em um aumento significativo dos

tamanhos das amostras necessárias (255, 257, 310, 307 e 285 elementos, respectivos às populações de 2.000, 3.000, 4.000, 5.000 e 10.000 distâncias). Isso ocorreu devido a pouca variação do desvio padrão das populações, fato cuja justificativa é a mesma dada no parágrafo anterior. Assim, foi mantido o tamanho da amostra em 300 indivíduos, para os quais a estratificação resultou nos parâmetros apresentados na Tabela 3.

Como esperado, na estratificação da população com 2000 elementos os resultados foram semelhantes aos mostrados na primeira etapa de validação. Entretanto, para as demais populações testadas observa-se um fato interessante: o estrato três resultou em menos séries do que seus estratos vizinhos, ocorrência contrária à população de 2.000 elementos. Analisando novamente a Figura 3, percebe-se uma sutil diferença nos picos dos histogramas, condizente com a distribuição geral dos pesos dos estratos resultantes. O histograma da população

de 4.000 elementos, por exemplo, apresenta seu pico mais deslocado do que os demais, fato que refletiu em uma maior diferença entre os pesos do terceiro e quarto estratos para esta população na Tabela 3. Ainda assim, para todos os casos não foram observadas diferenças significativas em termos de variância.

Tabela 3 – Parâmetros da estratificação para diversos tamanhos de população

<i>N</i>	#	<i>N_h</i>	<i>W_h</i>	<i>n_h</i>	<i>s_h²</i>
2.000	1	172	0,09	27	0,07
	2	385	0,19	57	0,03
	3	596	0,30	90	0,05
	4	503	0,25	75	0,07
	5	344	0,17	51	0,63
3.000	1	214	0,07	21	0,11
	2	755	0,25	75	0,07
	3	614	0,20	60	0,02
	4	977	0,33	99	0,12
	5	440	0,15	45	0,54
4.000	1	337	0,09	27	0,10
	2	855	0,21	63	0,05
	3	633	0,16	48	0,02
	4	1333	0,33	99	0,10
	5	842	0,21	63	0,56
5.000	1	406	0,07	21	0,07
	2	1192	0,24	72	0,04
	3	884	0,18	54	0,01
	4	1632	0,33	99	0,07
	5	886	0,18	54	0,41
10.000	1	569	0,06	18	0,07
	2	2453	0,25	75	0,06
	3	1836	0,18	54	0,02
	4	3536	0,35	105	0,10
	5	1606	0,16	48	0,52

O fato comentado no parágrafo anterior serve como evidência da relação intrínseca entre as séries de distâncias e a estratificação de cada população. Hipoteticamente, se as séries sintéticas geradas fossem todas extremamente semelhantes às séries históricas, o histograma resultante teria todas as frequências absolutas localizadas perto da distância igual à zero. Nesse caso, a estratificação sobre tal população não surtiria o efeito desejado, pois os primeiros estratos reuniriam grande parte da amostra. Para os ensaios mostrados neste artigo, observou-se uma grande variabilidade nas características das séries sintéticas quando comparadas às séries históricas. Dessa maneira pode-se considerar que o método de separação das séries e subsequente amos-

tragem estratificada torna possível a seleção de amostras representativas de diferentes eventos hidrológicos, mesmo utilizando um número reduzido de séries sintéticas.

CONCLUSÃO

Apresentou-se neste trabalho um método para amostragem de séries hidrológicas sintéticas geradas através de um modelo estocástico, na intenção de reduzir o número total de cenários em estudos que exigem grande processamento computacional. O modelo utilizado para geração das séries sintéticas foi do tipo autorregressivo com médias móveis contemporâneo, aplicado às afluições de 62 usinas hidrelétricas que operam no SIN.

O processo de amostragem foi feito em duas etapas: (i) agrupamento das séries sintéticas através da determinação de distâncias entre elas e as séries históricas e (ii) aplicação de técnicas de amostragem estratificada clássica sobre o conjunto de distâncias resultante. É importante ressaltar que as séries sintéticas geradas são multivariadas e, portanto, possuem correlação espacial significativa. Por esse motivo, a métrica utilizada para a determinação das distâncias foi a de Mahalanobis, que contempla a matriz de covariâncias em sua formulação. Com essa técnica, foi possível resumir a população de matrizes de séries sintéticas em uma população de distâncias, simplificando a etapa de amostragem estratificada.

Os resultados apresentados foram extremamente positivos, mostrando ser possível a utilização de um número menor de séries sintéticas sem prejudicar a estrutura de correlações espaciais ou a distribuição de probabilidades empíricas obtidas com o modelo estocástico. Desta maneira, o método encontra aplicabilidade em estudos diversos como, por exemplo, trabalhos focados na otimização estocástica da operação de múltiplos reservatórios, reconhecidamente onerosos do ponto de vista computacional (KELMAN *et al.*, 1990; PEREIRA & PINTO, 1985; SRIFI & HIPEL, 2001; SAADOULI, 2010; FABER & STEDINGER, 2001).

Ainda assim, recomenda-se cautela na determinação das distâncias de Mahalanobis. Inconsistências nos dados utilizados podem levar à condição de singularidade da matriz de covariâncias, na qual não é possível a determinação de sua inversa e, conseqüentemente, das distâncias. Essa ocorrência é verificada em casos nos quais os dados apresentam elevado grau de colinearidade (De MAESSCHALCK *et al.*, 2000; JOUAN-RIMBAUD *et al.*, 1998). Para as

séries de vazões, por exemplo, a colinearidade pode ser consequência de métodos de regressão eventualmente aplicados entre os diferentes postos de medição, na intenção de corrigir falhas ou estender séries de menor duração. Ainda que esta condição não tenha sido observada no presente estudo, podem ser aplicadas técnicas de análise de componentes principais sobre os dados originais, visando a escolha de variáveis significativas para a determinação das distâncias.

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa/trabalho foi possível graças ao financiamento da ANEEL através do Projeto Estratégico de Pesquisa e Desenvolvimento – ANEEL PE-6491-0108/2009, “Otimização do Despacho Hidrotérmico”, com o apoio das seguintes concessionárias: COPEL, DUKE, CGTF, CDSA, BAESA, ENERCAN, CPFL PAULISTA, CPFL, PIRATININGA, RGE, AES TIETÊ, AES URUGUAIANA, ELETROPAULO, CEMIG e CESP.

REFERÊNCIAS

- ATKINSON, A. C.; RIANI, M. Exploratory tools for clustering multivariate data. *Computational Statistics & Data Analysis*, v. 52, p. 272-285, 2007.
- BOX, G. E. P.; JENKINS, G. M.; REINSEL, G. C. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. 3 ed. New Jersey: Prentice Hall, 1994.
- BRETTTHAUER, K. M.; ROSS, A.; SHETTY, B. Non-linear integer programming for optimal allocation in stratified sampling. *European Journal of Operational Research*, v. 116, p. 667-680, 1999.
- BRAGA, R. S.; ROCHA, V. F.; GONTIJO, E. A. Revisão das séries de vazões naturais nas principais bacias hidrográficas do sistema interligado nacional. In.: ANAIS DO XVI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS. Campo Grande: ABRH, 2009.
- CAIADO, J.; CRATO, N.; PEÑA, D. A periodogram-based metric for time series classification. *Computational Statistics & Data Analysis*, v. 50, n. 10, p. 2668-2684, 2006.
- CAMACHO, F.; McLEOD, A. I.; HIPEL, K. W. Multivariate contemporaneous ARMA model with hydrological applications. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, v. 1, p. 141-154, 1987.
- CHADDHA, R. L.; HARDGRAVE, W. W.; HUDSON, D. J.; SEGAL, M.; SUURBALLE, J. W. Allocation of total sample size when only the stratum means are of interest. *Technometrics*, v. 13, p. 817-816, 1971.
- CHANG, C-C. A boosting approach for supervised Mahalanobis distance metric learning. *Pattern Recognition*, v. 45, p. 844-862, 2012.
- COCHRAN, W.G. *Sampling Techniques*. 3 ed. New York: John Wiley & Sons Inc., 1977.
- CORDUAS, M. Clustering streamflow time series for regional classification. *Journal of Hydrology*, v. 407, n. 1-4, p. 73-80, 2011.
- CORDUAS, M.; PICCOLO, D. Time series clustering and classification by the autoregressive metric. *Computational Statistics & Data Analysis*, v. 52, n. 4, p. 1860-1872, 2008.
- DALENIUS, T.; HODGES, J. L. Minimum variance stratification. *Journal of the American Statistical Association*, v. 54, n. 285, p. 88-101, 1959.
- DE MAESSCHALCK, R.; JOUAN-RIMBAUD, D.; MASSART, D. L. The Mahalanobis distance. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, v. 50, n. 1, p. 1-18, 2000.
- DETZEL, D. H. M.; BESSA, M. R.; VALLEJOS, C. A. V.; SANTOS, A. B.; THOMSEN, L. S.; MINE, M. R. M.; BLOOT, M. L.; ESTRÓCIO, J. P. Estacionariedade das Afluências às Usinas Hidrelétricas Brasileiras. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 16, n. 3, p. 95-111, 2011.
- DETZEL, D. H. M.; MINE, M. R. M.; BESSA, M. R. Cenários Sintéticos de Vazões Para Grandes Sistemas Hídricos Através de Modelos Contemporâneos e Amostragem. Manuscrito submetido à Revista Brasileira de Recursos Hídricos, dez./2012.
- EKMAN, G. An approximation useful in univariate stratification. *Annals of Mathematical Statistics*, v. 30, n. 1, p. 219-229, 1959.
- FABER, B. A.; STEDINGER, J. R. Reservoir optimization using sampling SDP with ensemble streamflow prediction (ESP) forecasts. *Journal of Hydrology*, v.

249, p. 113-133, 2001.

FARBER, O.; KADMON, R. Assessment of alternative approaches for bioclimatic modeling with special emphasis on the Mahalanobis distance. *Ecological Modelling*, v. 160, n. 1-2, p. 115-130, 2003.

FERREIRA, D. F. *Estatística Multivariada*. Lavras: Ed. UFLA, 2004, 662 p.

FILZMOSER, P.; HRON, K. Outlier detection for compositional data using robust methods. *Mathematical Geoscience*, v. 40, p. 233-248, 2008.

FREVERT, B. D. K.; COWAN, M. S., LANE, W. L. Use of stochastic hydrology in reservoir operation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 115, n. 3, p. 334-343, 1989.

FRICK, D. M.; BODE, D.; SALAS, J. D. Effect of drought on urban water supplies: I. Drought analysis. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 116, n. 6, p. 733-753, 1990.

GIMÉNEZ, E.; CRESPI, M.; GARRIDO, M. S.; GIL, A. J. Multivariate outlier detection based on robust computation of Mahalanobis distances. Application to positioning assisted by RTK GNSS Networks. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 16, p. 94-100, 2012.

GRAFSTRÖM, A. Entropy of unequal probability sampling designs. *Statistical Methodology*, v. 7, n. 2, p. 84-97, 2010.

GUNNING, P.; HORGAN, J. M. A new algorithm for the construction of stratum boundaries in skewed populations. *Survey Methodology*, v. 30, n. 2, p. 159-166, 2004.

HALTINER, J. P., SALAS, J. D. Development and testing of a multivariate, seasonal ARMA(1,1) model. *Journal of Hydrology*, v. 104, p. 247-272, 1988.

HIPPEL, K. W.; McLEOD, A. I. Time series modelling of water resources and environmental systems, 1994. Disponível em: <http://www.stats.uwo.ca/faculty/aim/1994Book/>. Acesso em: 12/11/12.

HUDDLESTON, H. F., CLAYPOOL, P. L., HOCKING R. R. Optimal sample allocation to strata using convex programming. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C*, v. 19, n. 3, p. 273-278, 1970.

JACKSON, B. B. The use of streamflow models in

planning. *Water Resources Research*, v. 11, n. 1, p. 54-63, 1975.

JOUAN-RIMBAUD, D., MASSART, D. L., SABY, C. A., PUEL, C. Determination of the representativity between two multidimensional data sets by a comparison of their structure. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, v. 40, n.2, p. 129-144, 1998.

KALPAKIS, K., GADA, D., PUTTAGUNTA, V. Distance measures for effective clustering of ARIMA time-series, Proceedings of the 2001 IEEE International Conference on Data Mining, San Jose, CA, November 29–December 2, 2001, p. 273–280.

KELMAN, J., STEDINGER, J., COOPER, L., HSU, E., YUAN, S.-Q. Sampling stochastic dynamic programming applied to reservoir operation. *Water Resources Research*, v. 26, n. 3, p. 447–454, 1990.

KESKINTÜRK, T., ER, S. A genetic algorithm approach to determine stratum boundaries and sample sizes of each stratum in stratified sampling. *Computational Statistics & Data Analysis*, v. 52, n. 1, p. 53-67, 2007.

KOŠMELJ, K., BATAGELJ, V. Cross-sectional approach for clustering time varying data. *Journal of Classification*, v. 7, p. 99–109, 1990.

KOZAK, M. Optimal Stratification using random search method in agricultural surveys. *Statistics in Transition*, v. 6, n. 5, p. 797-806, 2004.

LABADIE, J. W. Optimal Operation of Multireservoir Systems: State-of-the-Art Review. *Journal of Water Resources Planning and Management*, v. 130, n. 2, p. 93-111, 2004.

LIAO, T. W. Clustering of time series data—a survey. *Pattern Recognition*, v. 38, n. 11, p. 1857-1874, 2005.

MANOLOVA, A.; GUÉRIN-DUGUÉ, A. Classification of dissimilarity data with a new flexible Mahalanobis-like metric. *Pattern Analysis and Applications*, v. 11, p. 337-351, 2008.

McLACHLAN, G. J. Mahalanobis Distance. *Resonance*, p. 20-26, jun. 1999.

MORENO, M. A.; PLANELLAS, P.; ORTEGA, J. F.; TARJUELO, J. New Methodology to Evaluate Flow Rates in On-Demand Irrigation Networks. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 113, p. 298-306,

2008.

NICOLINI, G. *A method to define strata boundaries. Departmental Working Paper*, 2001–01. Department of Economics University of Milan, Italy, 2001.

PEREIRA, M. V. F.; PINTO, L. M. V. G. Stochastic Optimization of a Multireservoir Hydroelectric System: A Decomposition Approach. *Water Resources Research*, v. 21, n. 6, p. 779-792, 1985.

PICARD, N. A Criterion Based on the Mahalanobis Distance for Cluster Analysis with Subsampling. *Journal of Classification*, v. 49, p. 23-49, 2012.

PICCOLO, D. A distance measure for classifying ARMA models. *Journal of Time Series Analysis*, v. 11, n. 2, p. 153–163, 1990.

POLICKER, S.; GEVA, A.B. Nonstationary time series analysis by temporal clustering, IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics – Part B: *Cybernetics*, v. 30, n. 2, p. 339–343, 2000.

SAADOULI, N. Computationally efficient solution algorithm for a large scale stochastic dynamic program. *Procedia Computer Science*, v. 1, n. 1, p. 1397-1405, 2010.

SCHWARTZ, G. Estimating the dimension of a model. *Annals of Mathematical Statistics*, v. 6, n. 2, p. 461-464, 1978.

SEIFI, A., HIPEL, K. Interior-point method for reservoir operation with stochastic inflows. *Journal of Water Resources Planning and Management*, v. 127, n. 1, p. 48–57, 2001.

STEDINGER, J. R.; LETTENMAIER, D. P.; VOGEL, R. M. Multisite ARMA(1,1) and disaggregation models for annual streamflow generation. *Water Resources Research*, v. 21, n. 4, p. 497-509, 1985.

VOGEL, R. M.; STEDINGER, J. R. The value of stochastic streamflow models in overyear reservoir design applications. *Water Resources Research*, v. 24, n. 9,

p. 1483-1490, 1988.

WANG, Q. J. A Bayesian method for multi-site stochastic data generation: dealing with non-concurrent and missing data, variable transformation and parameter uncertainty. *Environmental Modelling & Software*, v. 23, p. 412-421, 2008.

XIANG, S., NIE, F., ZHANG, C. Learning a Mahalanobis distance metric for data clustering and classification. *Pattern Recognition*, v. 41, n. 12, p. 3600-3612, 2008.

Sampling Synthetic Hydrologic Series

ABSTRACT

*Application of stochastic models for generating synthetic time series is widely accepted in several areas where the use of historical information is limited, including water resources planning and management. Depending on its application, however, employing all synthetic scenarios could prove computationally burdensome, forcing simplifications of the systems used. In this context, a synthetic series sampling study is proposed to reduce the number of scenarios generated without losing the representation obtained with the stochastic model. The method is based on two steps: (i) synthetic series grouped by determining Mahalanobis distances between them and the original time series and (ii) stratified sampling application on the resulting set. As a case study, streamflow series for 62 hydroelectric plants in Brazil were selected, whose synthetic series were generated from a contemporary multivariate autoregressive model CARMA (p, q). The results confirm the sampling method plausibility, allowing reducing the number of scenarios without changing the empirical probability distribution achieved with the set of synthetic series originally generated. Extra analyses regarding the method stability towards the number of generated series are presented. **Keywords:** Sampling. Mahalanobis distance. Contemporary model. Monthly synthetic series.*

Simulação dos Fluxos de Água e de Energia na Microbacia Hidrográfica da Represa Vaca Brava no Brejo Paraibano

Willames de Albuquerque Soares¹, Antonio Celso Dantas Antonino², José Romualdo de Sousa Lima³, Eduardo Soares de Souza⁴, Suzana Maria Gico Lima Montenegro⁵, Carlos Alberto Brayner de Oliveira Lira²
willamess@yahoo.com.br; acda@ufpe.br; romualdo@uag.ufpe.br; eduardosouza@uast.ufpe.br; suzanam@ufpe.br

Recebido: 21/12/12 - revisado: 01/02/13 - aceito: 26/08/13

RESUMO

A compreensão e a quantificação das trocas de água e de energia entre os diferentes ecossistemas e a atmosfera são importantes para propósitos meteorológicos, agrônômicos e hidrológicos, sendo que existem diversos modelos para descrever essas trocas. Assim sendo, este trabalho teve como objetivo simular os fluxos de água e de energia, por meio do modelo SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model), na microbacia hidrográfica da represa Vaca Brava, Areia-PB. Os dados foram obtidos de uma área de 04 ha (6°58'S, 35°41'O e 620 m), instrumentada com uma estação micrometeorológica automática, que permitia a estimativa dos componentes do balanço de energia, pelo método da razão de Bowen, e da evaporação do solo. Também foram instalados sensores para a determinação de perfis de temperatura e umidade volumétrica do solo. Dos resultados, observou-se que o SiSPAT demonstrou excelente desempenho ao simular os componentes do balanço de energia e a evaporação, nas mais variadas condições atmosféricas e de umidade do solo. O SiSPAT também simulou adequadamente os perfis de umidade volumétrica e de temperatura do solo, bem como sua evolução temporal, quer seja em períodos sem precipitação pluvial, quer seja em períodos com precipitações elevadas.

Palavras-Chave: SiSPAT. Umidade volumétrica do solo. Evaporação.

INTRODUÇÃO

A conservação dos recursos hídricos está intimamente ligada à conservação de nascentes, de matas ciliares, uso adequado do solo e manutenção de cobertura vegetal. Esses fatores são regulamentados por leis, tais como o Código Florestal e a Política Nacional de Recursos Hídricos, para assegurar que as atividades antropogênicas alterem o mínimo possível a dinâmica e o ecossistema das bacias. Dessa maneira, há necessidade de se conhecer o potencial hídrico das bacias e os efeitos negativos que as atividades antropogênicas acarretam ao ambiente. Sendo assim, vale ressaltar que a estimativa de parâmetros em nível de bacias hidrográficas é de fundamental importância na gestão dos recursos hídricos bem como para programas de recuperação ambiental (BATISTA, 2011).

Dos componentes do ciclo hidrológico, a evapotranspiração é um dos mais importantes, uma vez que representa a saída de água por meio dos processos de evaporação do solo e transpiração vegetal. De acordo com Barreto, Wendland e Marcuzzo (2009) em algumas regiões, a quantidade de água evapotranspirada de uma bacia hidrográfica representa parcela superior à água que escoar superficialmente.

As mudanças climáticas têm potencial de alterar os processos do ciclo hidrológico, tais como precipitação que afeta o escoamento superficial, temperatura e umidade relativa que possuem estreita relação com evaporação e vazão em corpos hídricos e evapotranspiração das plantas (GONDIM et al., 2011).

De acordo com Marengo et al. (2011), aumentos de temperatura associados à mudança de clima decorrente do aquecimento global, independente do que possa vir a ocorrer com as chuvas, já seriam suficientes para causar maior evaporação aos lagos, açudes, reservatórios e aumento da evapotranspiração.

A evapotranspiração é um processo importante que é controlado pela interação de um grande número de fatores bióticos e ambientais. Os parâme-

¹ - Escola Politécnica/UFPE

² - Departamento de Engenharia Nuclear/UFPE

³ - Unidade Acadêmica de Garanhuns/UFRPE

⁴ - Unidade Acadêmica de Serra Talhada/UFRPE

⁵ - Departamento de Engenharia Civil/UFPE

tos e processos do ecossistema, tais como, umidade do solo, produtividade vegetal, balanços de água e de nutrientes são todos influenciados pela evapotranspiração; por outro lado, todos esses processos influenciam a evapotranspiração. Além disso, a partição da energia disponível nos fluxos de calor latente e calor sensível também afeta vários aspectos do tempo e do clima (HAO et al., 2007).

Desse modo, a compreensão e a quantificação desses fluxos são importantes para propósitos meteorológicos, agrônômicos e hidrológicos. Os processos biofísicos envolvidos nessas trocas são numerosos e complexos, dificultando sua medição direta em grandes áreas, de forma contínua e num grande intervalo de tempo, devido ao grande número de equipamentos e recursos envolvidos. Assim sendo, foram concebidos modelos que descrevem essas trocas de massa e de calor no sistema solo-vegetação-atmosfera, os chamados modelos SVATs (SOARES, 2009).

Dentre esses modelos, o SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer Model), destaca-se por seu grande detalhamento físico em todas as partes do sistema solo-planta-atmosfera. Desde sua primeira apresentação na literatura (BRAUD et al., 1995), o SiSPAT vem sendo continuamente validado em diferentes tipos de vegetação, de solos e sujeito à diferentes condições climáticas e ambientais (VARADO; BRAUD; ROSS, 2006; BOULET et al., 2007; MORET; BRAUD; ARRÚE, 2007; BOULET; MOUGENOT; ABDELOUAHAB, 2009; SOARES 2009). Entretanto, mesmo com uma vasta quantidade de modelos existentes (EASTON et al., 2008; IMMERZEEL; DROOGERS, 2008; RIM, 2008; CAMMALLERI et al., 2010; STRICEVIC et al., 2011), poucos desses modelos SVATs, incluindo o SiSPAT, foram avaliados nas condições edafoclimáticas do nordeste brasileiro.

Em face ao exposto, o presente trabalho teve como objetivo simular os fluxos de água e de energia, por meio do modelo SiSPAT, na microbacia hidrográfica de Vaca Brava, Areia-PB.

MATERIAL E MÉTODOS

Localização, clima e solo da área experimental

Os dados necessários para a aplicação do modelo SiSPAT foram obtidos numa área de 4,0 ha localizada na fazenda Chã de Jardim, pertencente ao Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal da Paraíba, situado na microrregião do Brejo Paraibano, no município de Areia-PB (6°58'12" S e

35°42'15" O). O solo da área é classificado como Latossolo Amarelo (OLIVEIRA et al., 2009).

Essa área está inserida na microbacia hidrográfica da represa Vaca Brava. Essa microbacia ocupa uma área de 1.500 ha, com altitude média de 637 m e temperatura média anual de 24°C, apresentando pequena amplitude de variação. A maior porção da bacia localiza-se quase que inteiramente no Município de Areia e apresenta clima tropical chuvoso (pluviosidade anual de 1.200 mm) com chuvas de outono-inverno e déficit hídrico de setembro a janeiro, com relevo ondulado a fortemente ondulado (SANTOS; SALCEDO, 2010).

Descrição do modelo SiSPAT

O modelo SiSPAT descreve as trocas verticais de energia e água no sistema solo-planta-atmosfera (Figura 1).

Basicamente, o SiSPAT é um modelo unidimensional (vertical), forçado com séries climáticas de temperatura e umidade do ar, velocidade do vento, radiação global e atmosférica, e precipitação pluvial. O modelo é dividido esquematicamente em quatro módulos: o módulo solo, o módulo atmosfera, o módulo interface solo-planta-atmosfera e o módulo solo-planta (BRAUD et al., 1995). O SiSPAT é um código computacional, escrito na linguagem Fortran, sendo que a descrição detalhada de todos os processos de transferência de água e de energia, com suas equações resultantes, pode ser encontrada detalhadamente em Soares (2009). Nesta pesquisa foi usada a versão do SiSPAT para solo sem vegetação, usando-se apenas os módulos solo e atmosfera.

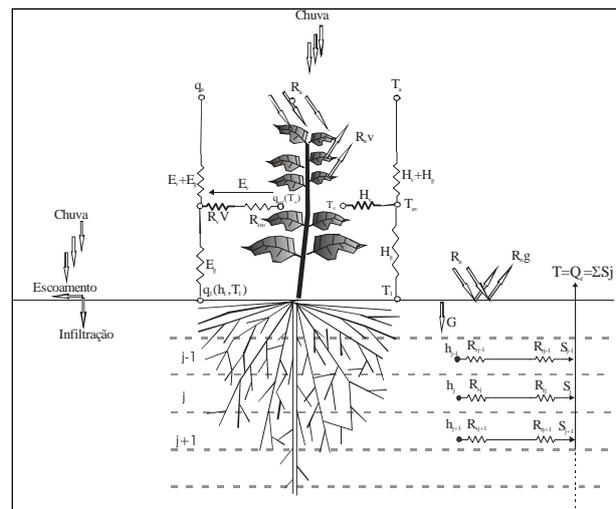


Figura 1 - Esquema ilustrativo das principais características do modelo SiSPAT

O acoplamento entre solo e atmosfera foi realizado por um sistema de duas equações não lineares, a equação do balanço de energia na superfície do solo e a equação de continuidade do fluxo de massa através da superfície do solo, equações 1 e 2 respectivamente, tendo como incógnitas o potencial matricial, h , e a temperatura na superfície do solo, T .

$$C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K) - \frac{S}{\rho_w} \quad (1)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z}) \quad (2)$$

sendo S a extração de água pelo sistema radicular da cultura, C_h a capacidade capilar, ($C_h = \partial\theta/\partial h$), C_T a capacidade térmica volumétrica ($J\ m^{-3}\ K^{-1}$), D_{mh} a condutividade hidráulica isotérmica ($m\ s^{-1}$), D_{mT} a difusividade térmica de vapor ($m^2\ s^{-1}\ K^{-1}$), D_{ch} a condutividade isotérmica de vapor ($W\ m^{-2}$), D_{cT} a condutividade térmica aparente ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$), K a condutividade hidráulica do solo ($m\ s^{-1}$). Todos esses parâmetros são funções da umidade volumétrica (ou do potencial matricial), e/ou da temperatura do solo.

Os perfis de temperatura e de potencial matricial são utilizados como condição inicial. Para a condição de fronteira inferior foram usadas a temperatura e o potencial matricial da água no solo na base do perfil (0,80 m), enquanto que para a condição de fronteira superior ela é imposta pela resolução do módulo interface solo-atmosfera.

No módulo interface solo-atmosfera, o sistema de duas equações não lineares é resolvido usando o método de Newton-Raphson. Deve-se observar que quando o sistema de equações da interface é resolvido, é necessário conhecer o potencial matricial h_2 e a temperatura do solo T_2 no segundo nó. Como o módulo solo ainda não foi resolvido, estes valores são extrapolados a partir de seus valores nos dois passos de tempos anteriores. Quando o módulo solo é resolvido, a convergência entre os valores extrapolados e os valores atuais é verificada. Se a diferença estiver acima de um limite estabelecido, o módulo interface é novamente calculado com os novos valores de h_2 e T_2 e o procedimento é repetido até que a convergência de todos os módulos seja alcançada.

No módulo atmosfera, um procedimento iterativo é usado para estimar o comprimento de Monin-Obukhov (SOARES, 2009).

Aplicação do modelo SiSPAT

A camada de solo entre a superfície e 0,40 m de profundidade apresenta classificação textural Franco Argilo Arenosa e a camada de solo entre 0,40 e 0,80 m é classificada como Argilo Arenosa (LIMA et al., 2011). Por esse motivo, na simulação dos fluxos de água e de energia o solo foi dividido em duas camadas: 0-0,40 e 0,40-0,80 m, discretizadas espacialmente em subcamadas de 0,01 m.

Inicialmente foram calibrados manualmente os parâmetros hidrodinâmicos do solo, relativos às curvas de retenção (n , parâmetro de forma e hg , pressão de borbulhamento) e de condutividade hidráulica do solo (η , parâmetro de forma e Ks , condutividade hidráulica saturada), devido os mesmos terem efeito direto nas trocas de água e de energia do solo. Foram utilizados dados de um período correspondente a 07 dias (15/03 a 21/03/2002), diferente do período de validação do modelo.

Para a primeira camada de solo (0-0,40 m) foram utilizados os valores dos parâmetros hidrodinâmicos obtidos por Souza et al. (2008a), os quais trabalharam na mesma área e com o mesmo solo desta pesquisa. Já para a segunda camada (0,40-0,80 m), foram realizados ensaios de infiltração, de acordo com a metodologia “Beerkan”, descrita em Souza et al. (2008b).

Na tabela 1 estão apresentados os valores iniciais e calibrados do parâmetro “ n ” e da pressão de borbulhamento (hg), para a curva de retenção proposta por van Genuchten (1980) e o parâmetro η e a condutividade hidráulica saturada do solo (Ks), para a curva de condutividade hidráulica proposta por Brooks e Corey (1964).

Tabela 1 - Valores calibrados dos parâmetros hidrodinâmicos de um Latossolo Amarelo sem cultivo em Areia-PB

Parâmetros	Valor	Valor	Valor	Valor
	inicial	calibrado	inicial	calibrado
	Camada 0-0,40 m		Camada 0,40-0,80 m	
n	2,21	2,18	2,39	2,89
hg (m)	-0,028	-0,030	-0,547	-0,425
η	12,57	11,23	8,56	15,57
Ks ($m\ s^{-1}$)	13,5 e-6	9,5 e-6	11,85 e-7	3,25 e-7

Após se calibrar os parâmetros hidrodinâmicos do solo, o modelo foi executado e fez-se uma comparação entre os valores medidos e simulados dos componentes do balanço de energia (Tabela 2). Observou-se que todos os componentes do balanço de energia foram simulados de forma adequada,

com elevado índice d, baixa RMSE (erro quadrático), com correlações “quase perfeita” e índices “c” classificados como ótimos. Esses índices estatísticos (d, RMSE e c) são definidos na seção desempenho do modelo (nas equações 7 e 8 e na Tabela 3). Desse modo, para o período de validação foram usados os valores calibrados dos parâmetros hidrodinâmicos do solo.

Tabela 2 - Índices estatísticos da calibração do modelo SiSPAT para os componentes do balanço de energia

	Índice d	RMSE ¹	r	Índice c	Desempenho
Rn	0,989	58,5	0,993	0,983	Ótimo
LE	0,960	60,5	0,933	0,896	Ótimo
G	0,954	37,6	0,927	0,885	Ótimo
H	0,936	41,5	0,961	0,899	Ótimo

1. RMSE em W m²

As simulações foram realizadas com duração de 07 dias correspondendo ao período de 14 a 20/03/2003. Os dados de entrada utilizados no modelo foram dados atmosféricos, perfis de temperatura e de potencial matricial do solo, a capacidade térmica volumétrica do solo e os parâmetros físico-hídricos típicos do solo, tais como a curva de retenção de água no solo h(θ) e a condutividade hidráulica K(θ).

Dados atmosféricos

Os dados atmosféricos de entrada consistem de: radiação solar global (RG, W m⁻²); radiação atmosférica (RA, W m⁻²); temperatura do ar (T, K); umidade específica (q, kg kg⁻¹); velocidade do vento (U, m s⁻¹) e precipitação pluvial (mm). Os valores de T, de U, de RG e de precipitação pluvial foram obtidos de um termohigrógrafo, de um anemômetro (numa altura de 1,05 m), de um piranômetro e de um pluviógrafo (numa altura de 2,0 m), respectivamente, instalados numa estação micrometeorológica automática localizada no centro da área.

O valor de RA foi obtido em função de T pela equação:

$$RA = \varepsilon \cdot \sigma \cdot (T)^4 \tag{3}$$

sendo σ a constante de Stefan-Boltzman (5.67·10⁻⁸.W m⁻².K⁻⁴) e ε a emissividade da atmosfera, que foi obtida a partir da expressão de Brutsaert (1975).

Características hidrodinâmicas e térmicas do solo

A umidade volumétrica do solo foi monitorada numa trincheira por meio de 09 sensores acoplados a um TDR, modelo CS615 (Campbell Scientific Inc). Os sensores foram instalados nas profundidades de 0,10; 0,20; 0,30; 0,40; 0,50; 0,60; 0,80; 1,00 e 1,20 m.

Os dados de temperatura do solo foram obtidos por intermédio de sensores de temperatura, modelo 108 (Campbell Scientific) instalados nas profundidades de 0,02, 0,08, 0,14, 0,20, 0,40, 0,60, 0,80 e 1,00 m. Todos esses sensores (de umidade e temperatura do solo) foram conectados a um datalogger, CR 10X, (Campbell Scientific Inc.), sendo as medidas realizadas a cada 60 segundos, com a média armazenadas de 30 leituras, ou seja, de meia em meia hora.

As características térmicas, isto é, a capacidade e a condutividade térmica, foram obtidas dos modelos de Vries (1966). Já a difusividade térmica foi obtida pelo método harmônico (HORTON; WIERENGA; NIELSEN., 1983). Os perfis de temperatura do solo e de potencial matricial da água no solo, obtidos pelos valores de umidade volumétrica do solo, são utilizados como condição de fronteira inferior, bem como para as condições iniciais para as simulações com o modelo SiSPAT.

Para a medida do fluxo de calor no solo (G), foram instalados fluxímetros em dois locais, numa profundidade z₁ = 0,05 m, juntamente com um sensor de umidade do solo na mesma profundidade, além de duas sondas térmicas instaladas horizontalmente nas profundidades de z₁ = 0,02 e z₂ = 0,08 m.

As curvas de retenção, θ(h), e de condutividade hidráulica, K(θ), foram descritas, respectivamente, pelos modelos de Brooks e Corey (1964) e de van Genuchten (1980):

$$\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-\left(1 - \frac{2}{n}\right)} \tag{4}$$

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^n \tag{5}$$

sendo θ a umidade volumétrica, θ_r e θ_s as umidades volumétricas residual e saturada, respectivamente; h o potencial matricial, h_g a pressão de borbulhamento, a partir da qual a água começa a drenar do solo; n um parâmetros de forma; K_s a condutividade hi-

dráulica saturada do solo e η o parâmetro de forma para a curva de condutividade hidráulica.

Determinação do balanço de energia e evaporação do solo

Para a realização do balanço de energia foram instalados, na mesma estação micrometeorológica automática citada anteriormente, três sensores de medidas da temperatura e da umidade relativa do ar, e da velocidade do vento, em três níveis ($z_1 = 0,35$ m, $z_2 = 0,70$ m e $z_3 = 1,05$ m) acima do solo.

O balanço de energia na superfície do solo pode ser escrito por meio da seguinte equação (LIMA et al., 2011):

$$Rn = G + H + LE \tag{6}$$

onde Rn é o saldo de radiação ($W\ m^{-2}$), G o fluxo de calor no solo ($W\ m^{-2}$), H o fluxo de calor sensível ($W\ m^{-2}$) e LE o fluxo de calor latente ($W\ m^{-2}$).

A partição da energia disponível ($Rn-G$) entre fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) foi obtida pelo método do balanço de energia, baseado na razão de Bowen, de acordo com a metodologia descrita em Lima et al. (2011).

A taxa de evaporação da água do solo (mm) foi obtida dividindo-se o fluxo de calor latente pelo calor latente de vaporização (L), considerado como constante ($2,45\ MJ\ kg^{-1}$). Esse valor constante se refere a uma temperatura de $20^\circ C$, embora L seja uma função fraca da temperatura (LIMA et al., 2011).

Desempenho do modelo

A comparação entre os valores medidos experimentalmente e simulados pelo modelo SiSPAT foi verificada pelo coeficiente de correlação (r), pelo índice de concordância (d) dado pela equação (7), pelo índice de confiança ou desempenho (c) proposto por Camargo e Sentelhas (1997), obtido do produto entre r e d , além do erro quadrático (RMSE), dado pela equação (8).

$$d = 1 - \frac{\sum (E_i - M_i)^2}{\sum ((|E_i - M|) + (|M_i - M|))^2} \tag{7}$$

$$RMSE = \left\{ \frac{\sum (E_i - M_i)^2}{N} \right\}^{1/2} \tag{8}$$

sendo E_i os valores simulados pelo modelo SiSPAT, M_i os valores medidos, M a média dos valores medidos e N o número de observações.

A faixa de valores do índice “ d ” varia entre 0 (zero) para nenhuma concordância a 1 (um) para uma concordância perfeita. O índice “ c ” tem a finalidade de avaliar o desempenho do modelo utilizado, considerando as seguintes classes de interpretação (Tabela 3), de acordo com Camargo e Sentelhas (1997).

Tabela 3 - Classificação para o índice de confiança “c”

Desempenho	Valor de c
Ótimo	> 0,85
Muito bom	0,76-0,85
Bom	0,66-0,75
Mediano	0,61-0,65
Sufrível	0,51-0,60
Mau	0,41-0,50
Péssimo	< 0,40

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Validação do modelo

A evolução da umidade volumétrica do solo medida e simulada pelo SiSPAT nas profundidades de 0,05 e de 0,20 m, juntamente com a precipitação pluvial, durante o período de 14 a 20/03/2003 é apresentada na figura 2.

Observa-se para a profundidade de 0,05 m (Figura 2a) que, apesar dos valores absolutos serem diferentes, o modelo SiSPAT simulou muito bem a evolução da umidade volumétrica do solo, uma vez que a variação de umidade volumétrica do solo em função da precipitação pluvial tanto foi observada nos valores medidos quanto nos valores simulados. Observa-se, ainda, que os valores de umidade volumétrica do solo simulados pelo SiSPAT foram superiores aos valores medidos.

Para a profundidade de 0,20 m (Figura 2b) o SiSPAT subestimou a umidade volumétrica do solo; no entanto, do mesmo modo que na profundidade anterior, a variação da umidade em função da entrada de água no solo foi simulada de forma adequada. A subestimativa da umidade a 0,20 m foi uma consequência direta da superestimativa a 0,05 m. Este comportamento indica que o comportamento hidrodinâmico do solo difere nas duas profundidades. Braud et al. (1995) encontraram resultados semelhantes ao dessa pesquisa. Já Moret, Braud e Arrúe

(2007) utilizaram o modelo SiSPAT numa área semi-árida da Espanha para simular o balanço hídrico em solo submetido ao cultivo convencional e ao plantio direto e encontraram que a evolução da umidade volumétrica do solo foi simulada de forma adequada pelo modelo SiSPAT, tanto para o cultivo convencional quanto para o plantio direto.

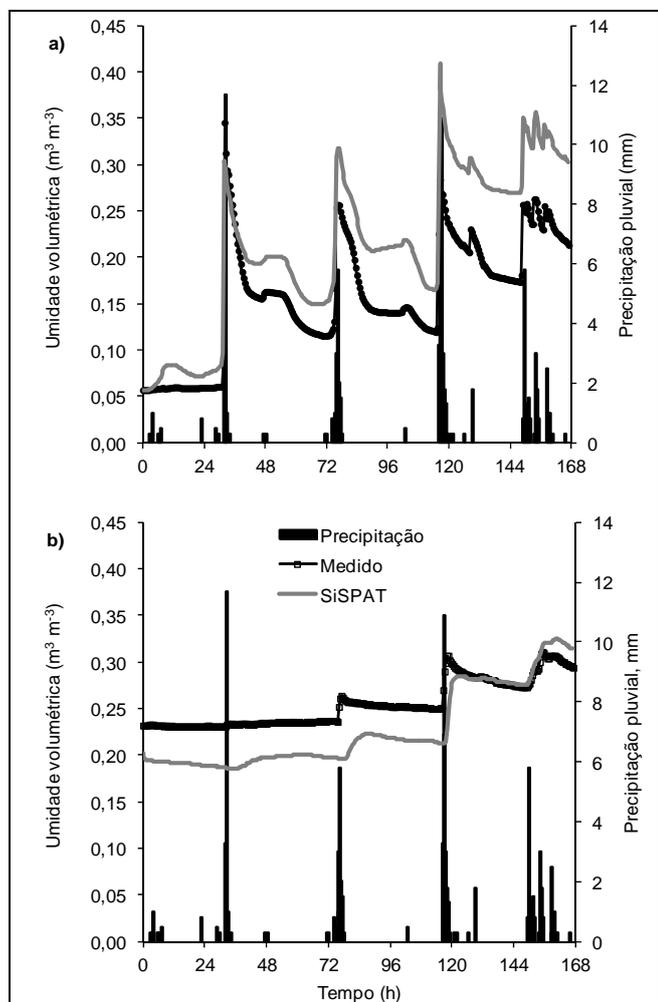


Figura 2 - Precipitação pluvial e umidade volumétrica do solo medida e simulada pelo SiSPAT durante o período de 14 a 20/03/2003 em Areia-PB, a) 0,05 m e b) 0,20m de profundidade

Essas discrepâncias entre os valores absolutos simulados e medidos podem ser consideradas de pouca importância, uma vez que os próprios dados medidos podem apresentar imprecisões, devido ao próprio erro do sensor de umidade do solo utilizado, o qual é de 2%. Além disso, ainda existe o problema da variabilidade espacial da umidade volumétrica do

solo, que apresenta grandes diferenças de valores em pontos próximos. Souza et al. (2008a) realizaram um estudo de variabilidade espacial dos parâmetros hidrodinâmicos do solo, na mesma área experimental desta pesquisa, e encontraram que a umidade volumétrica apresentou elevada variabilidade espacial.

Com relação aos índices estatísticos utilizados para comparar a umidade volumétrica medida e simulada (Tabela 4), observa-se que a umidade volumétrica simulada obteve desempenho bom e muito bom, com correlações quase perfeitas, considerando-se o índice “c” e o coeficiente de correlação, respectivamente. Já em relação ao índice “d”, observou-se exatidão moderada, expressa pelo valor do índice “d” acima de 0,73.

Tabela 4 - Índices estatísticos da avaliação do modelo SiSPAT para a umidade volumétrica do solo (θ)

	Índice d	RMSE ¹	r	Índice c	Desempenho
0,05 m	0,8477	0,062	0,9566	0,8101	Muito bom
0,20 m	0,7371	0,038	0,9472	0,6982	Bom

1. RMSE em m³ m⁻³

O erro quadrático (RMSE) apresentou valores de 0,062 e 0,038 m³ m⁻³ para as profundidades de 0,05 e 0,20 m, respectivamente, indicando pequeno erro dos valores simulados pelo SiSPAT.

A figura 3 apresenta perfis de umidade volumétrica do solo em dois dias com condições diferenciadas de umidade volumétrica. Observa-se para o dia 15/03/2003 que a umidade volumétrica do solo medida, às 09:00 h, a 0,05 m de profundidade (0,294 m³ m⁻³) é maior do que a 0,20 m (0,234 m³ m⁻³). Esse valor mais elevado na superfície foi devido aos 15,0 mm de precipitação pluvial, que ocorreram no período das 07:30 às 8:30 h, como pode ser visualizado na figura 1. Esse comportamento também foi observado nos dados simulados, sendo que a umidade volumétrica simulada a 0,05 m foi 0,279 m³ m⁻³ e a simulada a 0,20 m foi 0,186 m³ m⁻³. Para as demais profundidades os valores medidos e simulados praticamente se sobrepuseram.

O perfil de umidade volumétrica do solo medido no dia 16/03/2003 às 15:00 h, caracteriza-se por apresentar valores menores a 0,05 m, quando comparado com a profundidade de 0,20 m, ou seja, comportamento inverso ao do dia 15/03/2003. Mas, os valores medidos e simulados apresentaram o mesmo comportamento.

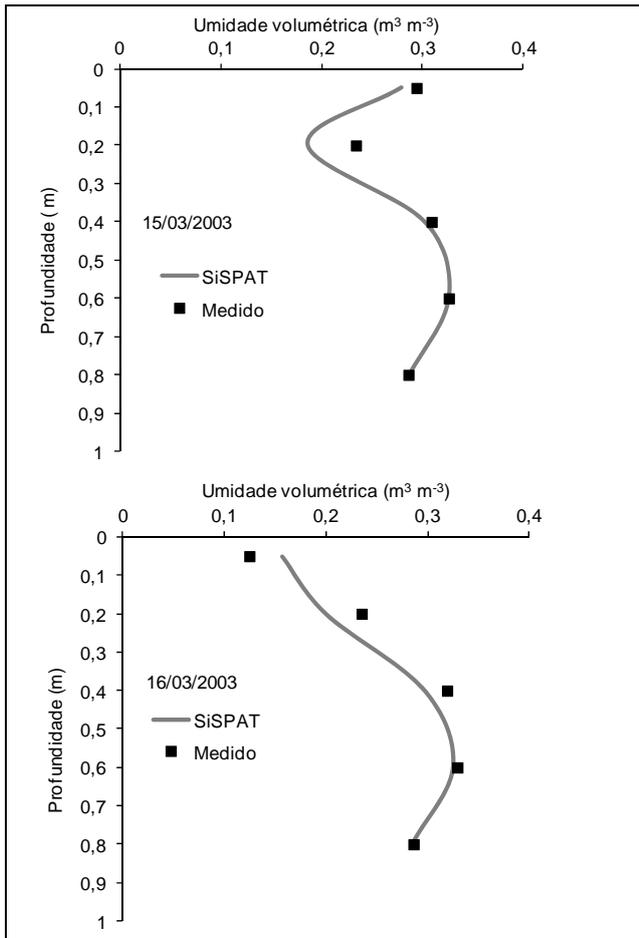


Figura 3 - Perfil de umidade volumétrica do solo medido e simulado nos dias 15 e 16/03/2003 em Areia-PB, nas profundidades de 0,05; 0,20; 0,40; 0,60 e 0,80 m

Braud et al. (1997) utilizaram o modelo SiSPAT para um período de 54 dias numa área do projeto HAPEX-Sahel. Esse período de estudo foi caracterizado por ter dias com precipitação intensa e vários dias sem precipitação, portanto, o solo estava num momento com umidade elevada e noutro com umidade muito baixa. Os resultados demonstraram que o modelo SiSPAT foi capaz de simular os perfis de umidade volumétrica do solo de forma muito boa, tanto para o período úmido quanto para o período de secamento do solo.

A figura 4 mostra a comparação da temperatura do solo nas profundidades de 0,02; 0,08; 0,14 e 0,20 m, medida e simulada pelo SiSPAT.

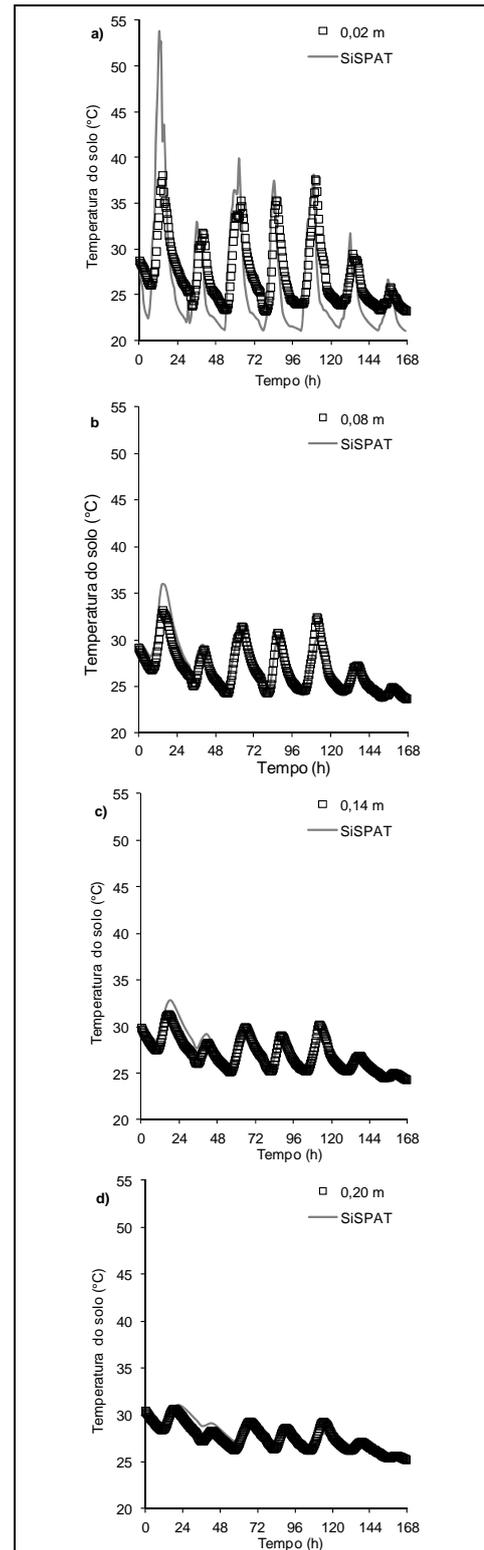


Figura 4 - Temperatura do solo medida e simulada nas profundidades de a) 0,02 m; b) 0,08 m; c) 0,14 m e d) 0,20 m, medida e simulada pelo SiSPAT, durante o período de 14 a 20/03/2003 em Areia-PB

Observa-se, de uma forma geral, que o SiSPAT simulou muito bem os valores de temperatura do solo, principalmente para as camadas mais profundas. Em alguns dias, sobretudo para a profundidade de 0,02 m, os valores simulados superestimaram os medidos. Para as outras profundidades, essa superestimativa ocorreu praticamente durante o valor de pico do primeiro dia.

A tabela 5 apresenta a estatística comparando os valores modelados e medidos, a cada 30 minutos, da temperatura do solo para as profundidades de 0,02; 0,08; 0,14 e 0,20 m. Vê-se que a temperatura do solo foi simulada de forma adequada para todas as profundidades, no entanto, nas profundidades de 0,08 e 0,14 m a simulação foi mais adequada, tendo em vista o ótimo desempenho do modelo (índice “c” superiores a 0,85).

Tabela 5 - Índices estatísticos da avaliação do modelo SiSPAT para a temperatura do solo

	Índice d	RMSE ¹	r	Índice c	Desempenho
0,02 m	0,853	3,7	0,868	0,741	Bom
0,08 m	0,948	1,1	0,925	0,877	Ótimo
0,14 m	0,941	0,9	0,923	0,869	Ótimo
0,20 m	0,933	0,7	0,896	0,836	Muito Bom

1. RMSE em °C

Braud et al. (1995), utilizando o modelo SiSPAT na cultura da soja, encontraram subestimativas na temperatura do solo, sendo as diferenças de temperatura da ordem de 1°C. Segundo esses autores, essa subestimativa pode ser explicada devido ao fato do modelo SiSPAT ter sido aplicado considerando o solo homogêneo quanto as suas propriedades térmicas. Nesta pesquisa também foi utilizada essa hipótese.

A figura 5 mostra a evolução temporal do saldo de radiação (Rn) e dos fluxos de calor no solo b) (G), c) latente (LE) e d) sensível (H), medidos e simulados pelo SiSPAT, no período de validação do modelo. De forma geral, o modelo apresentou uma boa simulação para o Rn. As maiores diferenças ocorreram nos horários onde o Rn apresentava seus valores mais elevados, ao redor das 12 h, com o SiSPAT superestimando os valores medidos. Exceção feita nos dois últimos dias, onde os valores máximos do Rn foram subestimados.

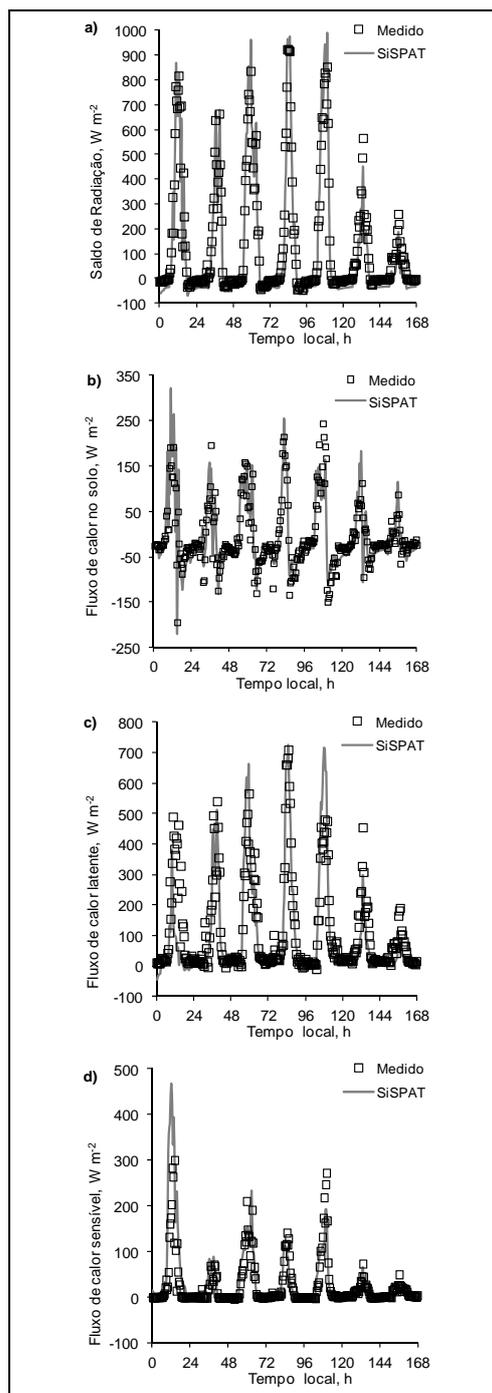


Figura 5 - Evolução diária do: a) saldo de radiação (Rn) e dos fluxos de calor na superfície do solo b) (G), c) latente (LE) e d) sensível (H), medidos e simulados durante o período de 14 a 20/03/2003 em Areia-PB

Durante a noite o Rn simulado foi sempre menor que o medido. Esse comportamento pode ser explicado devido à deposição de orvalho nas cupelas

do saldo radiômetro. Stewart (1978) citado em Braud et al. (1995) encontraram que esse fenômeno diminuiu o valor absoluto do Rn. Observa-se, ainda, que o Rn medido à noite apresentou valores variáveis. No entanto, os valores simulados foram quase constantes. Essa variação do Rn à noite está relacionada com a presença de nuvens; se o céu está sem nuvens, o que não foi o caso, geralmente, o Rn fica quase constante. Tendo em vista o SiSPAT utilizar a radiação atmosférica (RA), como dado de entrada, para simular o Rn, e a equação usada para estimar a RA ser válida apenas para condições de céu sem nuvens, o Rn simulado fica com valores quase constantes à noite.

O modelo apresentou uma boa simulação para o G e as maiores diferenças ocorreram nos horários de pico, onde os valores simulados diferem daqueles medidos em alguns dias. O bom desempenho do SiSPAT já era esperado, tendo em vista o modelo ter simulado de forma adequada a temperatura do solo.

Observa-se, de modo geral, que a concordância entre os valores medidos e simulados do LE foi boa, entretanto houve certa discrepância, principalmente para o primeiro e nos dois últimos dias, onde o LE simulado foi muito inferior ao medido. Do mesmo modo que ocorreu para o LE, houve uma razoável concordância entre os valores medidos e simulados do H, principalmente para o primeiro e quinto dias de simulação.

A tabela 6 apresenta a estatística entre os valores medidos e simulados pelo SiSPAT do Rn, G, H e LE.

Tabela 6 - Índices estatísticos da validação do modelo SiSPAT, para o saldo de radiação (Rn) e para os fluxos de calor latente (LE), sensível (H) e no solo (G)

	Índice d	RMSE ¹	r	Índice c	Desempenho
Rn	0,9913	47,3	0,9903	0,9817	Ótimo
LE	0,9415	76,6	0,8991	0,8466	Muito bom
H	0,8990	38,6	0,8677	0,7801	Muito bom
G	0,9049	43,9	0,8261	0,7475	Bom

1. RMSE em W m⁻²

Quando ao Rn, vê-se que os valores simulados apresentaram um ótimo desempenho (índice “c” acima de 0,85), uma correlação quase perfeita (coeficiente de correlação acima de 0,9), um baixo RMSE (valores abaixo de 48 W m⁻²) e exatidão elevada (índice “d” acima de 0,99), indicando que o SiS-

PAT simulou de forma excelente o saldo de radiação.

Resultados semelhantes ao dessa pesquisa foram obtidos por vários autores ao utilizarem o SiSPAT para simular o saldo de radiação (BRAUD et al., 1995; BOULET et al., 2007).

Quanto ao LE, H e G, observa-se que o SiSPAT apresentou um desempenho de muito bom a bom, uma correlação muito alta, um razoável RMSE e uma exatidão elevada, indicando que o SiSPAT simulou de forma muito boa estes fluxos.

A evaporação do solo acumulada durante o período de 14 a 20/03/2003, medida e simulada, é apresentada na figura 6. A tabela 7 apresenta a estatística entre os valores medidos e simulados.

Ao final da simulação o valor medido foi igual a 28,3 mm, enquanto o valor simulado foi 23,4 mm, com uma diferença de apenas 4,9 mm ou 0,7 mm d⁻¹. O erro quadrático foi de 3,56 mm (Tabela 7). Resultados semelhantes ao dessa pesquisa, também foram encontrados por outros autores que utilizaram o SiSPAT para simular a evaporação acumulada (BRAUD et al., 1995; VARADO; BRAUD; ROSS, 2006).

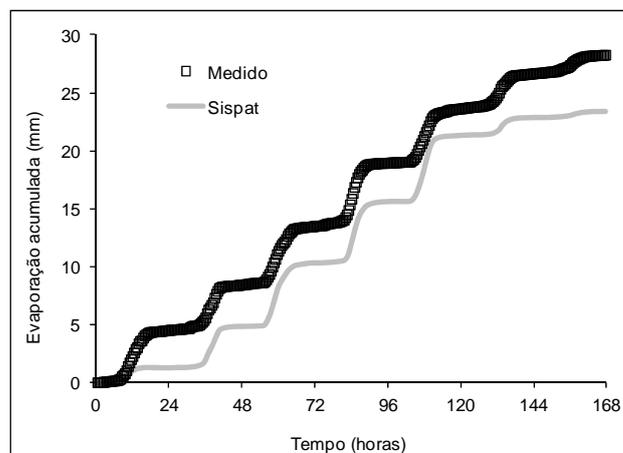


Figura 6 - Evaporação do solo acumulada, medida e simulada, durante o período de 14 a 20/03/2003 em Areia-PB

Tabela 7 - Índices estatísticos da avaliação do modelo SiSPAT para a evaporação acumulada (EAc)

	Índice d	RMSE ¹	r	Índice c	Desempenho
EAc	0,96	3,56	0,995	0,955	Ótimo

1. RMSE em mm

CONCLUSÕES

1. O modelo SiSPAT simulou adequadamente o perfil de umidade volumétrica do solo, bem como sua evolução temporal, quer seja em períodos sem precipitação pluvial, quer seja em períodos com precipitações elevadas. A evolução temporal da temperatura do solo foi bem simulada, principalmente para as camadas mais profundas.
2. Os componentes do balanço de energia (saldo de radiação e fluxos de calor latente, sensível e no solo) foram bem simulados, nas mais variadas condições de umidade do solo e atmosféricas.
3. A evaporação acumulada da água do solo foi simulada de forma correta pelo modelo SiSPAT, com uma diferença de apenas 0,7 mm d⁻¹ entre os valores medidos e simulados.
4. Tendo em vista o SiSPAT ter sido eficaz ao simular os fluxos de água e de energia e a evaporação da água do solo, nas condições climáticas da microbacia hidrográfica de Vaca Brava, Areia-PB, o mesmo tem o potencial de ser utilizado em conjunto com modelos meteorológicos para avaliar questões relativas à mudanças climáticas e/ou mudanças de uso da terra nessa região.

REFERÊNCIAS

- BARRETO, C. E. A. G.; WENDLAND, E.; MARCUZZO, F. F. N. Estimativa da evapotranspiração a partir de variação de nível estático de aquífero. *Engenharia Agrícola*, v. 29, n. 1, p. 52-61, 2009.
- BATISTA, W. R. M. *Balanço de radiação e evapotranspiração na bacia hidrográfica do rio Jacaré – SE mediante imagens orbitais*. 2011. 80 p. Dissertação (Mestrado em Agroecossistemas) - Universidade Federal de Sergipe, Aracajú. 2011.
- BOULET, G.; CHEHBOUNI, A.; GENTINE, P.; DUCHEMIN, B.; EZZAHAR, J.; HADRIA, R. Monitoring water stress using time series of observed to unstressed surface temperature difference. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 146, n. 3-4, p. 159-172, 2007.
- BOULET, G.; MOUGENOT, B.; ABDELOUAHAB, T. B. An evaporation test based on Thermal Infra Red remote-sensing to select appropriate soil hydraulic properties. *Journal of Hydrology*, v. 376, n. 3-4, p. 589-598, 2009.
- BRAUD, I.; BESSEMOULIN, P.; MONTENY, B.; SICOT, M.; VANDERVAERE, J. P.; VAUCLIN, M. Unidimensional modelling of a fallow savannah during the HAPEX-Sahel experiment using the SiSPAT model. *Journal of Hydrology*, v. 188-189, p. 912-945, 1997.
- BRAUD, I.; DANTAS-ANTONINO, A. C.; VAUCLIN, M.; THONY, J. L.; RUELLE, P. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SISPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, v. 166, n. 3-4, p. 213-250, 1995.
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. *Hydraulic properties of porous media*. Fort Collins, CO, USA: Colorado State University, 1964. (Hydrology paper, 30.
- BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, v. 11, n. 5, p. 742-744, 1975.
- CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evaporação potencial no Estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 5, n. 1, p. 89-97, 1997.
- CAMMALLERI, C.; AGNESE, C.; CIRAOLO, G.; MINACAPILLI, M.; PROVENZANO, G.; RALLO, G. Actual evapotranspiration assessment by means of a coupled energy/hydrologic balance model: Validation over an olive grove by means of scintillometry and measurements of soil water contents. *Journal of Hydrology*, v. 392, n. 1-2, p. 70-82, 2010.
- EASTON, Z. M.; FUKA, D. R.; WALTER, M. T.; COWAN, D. M.; SCHNEIDERMAN, E. M.; STEENHUIS, T. Re-conceptualizing the soil and water assessment tool (SWAT) model to predict runoff from variable source areas. *Journal of Hydrology*, v. 348, n. 3-4, p. 279-291, 2008.
- GONDIM, R. S.; FUCK JUNIOR, S. C. F.; EVANGELISTA, S. R. M.; CASTRO, M. A. H.; TEIXEIRA, A. S. Impacto das mudanças climáticas na evapotranspiração em nível de bacia hidrográfica utilizando um Sistema de Informações Geográficas. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 16, n. 2, p. 5-12, 2011.

- HAO, Y.; WANG, Y.; HUANG, X.; CUI, X.; ZHOU, X.; SHIPING WANG, S.; NIU, H.; JIANG, G. Seasonal and interannual variation in water vapor and energy exchange over a typical steppe in Inner Mongolia, China. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 146, n. 1-2, p. 57-69, 2007.
- HORTON, R.; WIERENGA, P. J.; NIELSEN, D. R. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface. *Soil Science Society of American Journal*, v. 47, n. 1, p. 25-32, 1983.
- IMMERZEEL, W. W.; DROOGERS, P. Calibration of a distributed hydrological model based on satellite evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, v. 349, n. 3-4, p. 411-424, 2008.
- LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. O.; SOUZA, E. S.; SILVA, I. F. Balanço de energia e evapotranspiração de feijão caupi sob condições de sequeiro. *Revista Ciência Agronômica*, v. 42, n. 1, p. 65-74, 2011.
- MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; BESERRA, E. A.; LACERDA, F. F. Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. In: MEDEIROS, S. S.; GHEYI, H.; GALVÃO, C. O.; PAZ, V. P. S. *Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas*. Campina Grande, PB: Instituto Nacional do Semiárido, 2011. cap. 13, p. 383-422.
- MORET, D.; BRAUD, I.; ARRÚE, J. L. Water balance simulation of a dryland soil during fallow under conventional and conservation tillage in semiarid Aragon, Northeast Spain. *Soil and Tillage Research*, v. 92, n. 1-2, p. 251-263, 2007.
- OLIVEIRA, I. A.; LIMA, J. R. S.; SILVA, I. F.; ANTONINO, A. C. D.; GOUVEIA NETO, G. C.; LIRA, C. A. B. O. Balanço de energia em mamona cultivada em condições de sequeiro no Brejo Paraibano. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, v. 4, n. 2, p. 185-191, 2009.
- RIM, S.-C. Estimating evapotranspiration from small watersheds using a water and energy balance approach. *Hydrological Process*, v. 22, n. 5, p. 703-714, 2008.
- SANTOS, A. C.; SALCEDO, I. H. Relevo e fertilidade do solo em diferentes estratos da cobertura vegetal na Bacia Hidrográfica da represa Vaca Brava, Arcia, PB. *Revista Árvore*, v. 34, n. 2, p. 277-285, 2010.
- SOARES, W. A. *Fluxos de água e de energia em feijão macassar e mamona no nordeste no Brasil*. 2009. 163 p. (Tese de Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2009.
- SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; ÂNGULO-JARAMILLO, R.; NETTO, A. M. Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 12, n. 2, p. 128-135, 2008b.
- SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; ÂNGULO-JARAMILLO, R.; NETTO, A. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SILVA, E. B. Variabilidade espacial dos parâmetros hidrodinâmicos de duas parcelas agrícolas no estado da Paraíba. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 32, n. 5, p. 1795-1804, 2008a.
- STRICEVIC, R.; COSIC, M.; DJUROVIC, N.; PEJIC, B.; MAKSIMOVIC, L. Assessment of the FAO AquaCrop model in the simulation of rainfed and supplementally irrigated maize, sugar beet and sunflower. *Agricultural Water Management*, v. 98, n. 10, p. 1615-1621, 2011.
- van GENUCHTEN, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal*, v. 44, n. 5, p. 892-898, 1980.
- VARADO, N.; BRAUD, I.; ROSS, P. J. Development and assessment of an efficient vadose zone module solving the 1D Richards' equation and including root extraction by plants. *Journal of Hydrology*, v. 323, n. 1-4, p. 258-275, 2006.
- VRIES, D. A. Thermal properties of soils. In: van WIJK, W.R., Ed. *Physics of plant environment*. 2nd ed. Amsterdam: North-Holland Publishing, 1966. p. 210-233.

Simulation Of Water And Energy Fluxes In The Catchment Of The Vaca Brava Dam At Brejo Paraibano

ABSTRACT

It is important to understand and quantify water and energy transfer in soil-plant-atmosphere systems for meteorological, agronomic and hydrological purposes, and there are several models to describe these heat and mass fluxes. This study aims at simulating energy and water

fluxes using SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model), in the Vaca Brava river basin, in Areia-PB. The input data were obtained from measurements collected at a 4 ha experimental site (6° 58' S, 35° 41' W and 620 m altitude). The site was equipped with an automatic micrometeorological tower, to estimate the energy balance components for the Bowen ratio method, and soil evaporation. Sensors were also installed in the soil to measure temperature and volumetric soil moisture profiles. The results showed that SiSPAT was excellent to simulate the energy balance and soil evaporation components under various weather and soil moisture conditions. SiSPAT also adequately simulated the soil water content profile, and its temporal evolution during dry periods without precipitation, and during periods of heavy rain. The same observation was demonstrated for the temporal evolution of soil temperature.

Keywords: *SiSPAT. Soil water content. Evaporation.*

Avaliação Integrada da Qualidade da Água Subterrânea em uma Bacia Hidrográfica Representativa do Litoral da Região Nordeste do Brasil

Jaqueline Vígolo Coutinho¹; Cristiano das Neves Almeida¹; Carmem Lúcia Moreira Gadelha¹;
Diego Ferreira Targino¹; Franklin Mendonça Linhares¹; Victor Hugo R. Coelho²

jaqueline.vigolo@gmail.com; almeida74br@yahoo.com.br; carmengadelha@yahoo.com.br; die.targino15@hotmail.com;
franklinlinhares.geo@gmail.com; victor-coelho@hotmail.com

Recebido: 25/02/13 - revisado: 12/03/13 - aceito: 16/07/13

RESUMO

Frente ao aumento da exploração da água subterrânea para diversos fins, o uso de índices de qualidade torna-se uma ferramenta bastante útil na caracterização e qualificação dessa fonte hídrica. Este artigo trata da aplicação de três índices de qualidade de água subterrânea (IQAs), com metodologias distintas, em amostras de água de dezoito poços perfurados no sistema do aquífero livre da bacia hidrográfica do rio Gramame, no estado da Paraíba. O Índice de Qualidade Natural das Águas Subterrâneas (IQNAS) averigua os reflexos das unidades hidrogeológicas na água subterrânea, o Índice de Qualidade de Água Subterrânea (IQAS) identifica a relação entre a qualidade e a vulnerabilidade do aquífero, e o Índice Relativo de Qualidade (IRQ) caracteriza e hierarquiza a qualidade d'água do aquífero. Uma avaliação particular dos parâmetros de qualidade d'água permitiu a identificação de poços com concentração de nitrato acima do permitido pela Resolução CONAMA 396/2008. Os IQAs aplicados permitiram classificar a água do aquífero estudado como aceitável, ao considerar uma escala de aceitável e inaceitável. Ao comparar os resultados entre os mapas de qualidade e o de risco à contaminação do aquífero, gerado pelo método DRASTIC modificado, observam-se coerências, com alguns casos singulares de inconformidade, justificados por atividade poluidora intensa no poço ou por captação d'água em parte do aquífero onde o contaminante não está retido.

Palavras-chave: Água de aquífero. Monitoramento. Índice de qualidade. DRASTIC modificado.

INTRODUÇÃO

A água subterrânea vem sofrendo uma crescente exploração, sendo destinada a usos diversos no cenário mundial. Isso tem ocorrido devido às potencialidades de suas reservas renováveis, à qualidade satisfatória e à conveniência, principalmente, no que diz respeito à pequena distância entre a captação e o ponto de utilização (FEITOSA et al., 2008).

Na Ásia, onde se encontram países com os contingentes populacionais mais expressivos do mundo, mais de 50% da água potável provém de reservas subterrâneas (WHO, 2006). Só na Índia, mais de 90% da população rural e cerca de 30% da

urbana utilizam a água subterrânea para dessedentação de animais e usos domésticos (JAISWAL et al., 2003).

Grande parte das maiores cidades da América Latina supre o abastecimento municipal de água através das fontes hídricas subterrâneas (WHO, 2006). No Brasil, o principal aquífero, o Guarani, tem a água explorada por mais de mil poços só no estado de São Paulo, e se destina ao abastecimento humano, industrial, ao turismo termal e à agricultura (HIRATA et al., 2009). No Nordeste do Brasil, o aquífero Cabo é responsável por parte do abastecimento da Região Metropolitana do Recife, com aproximadamente 3,5 milhões de habitantes, através do maior número de poços da região (MONTENEGRO et al., 2009). No aquífero Cabo, entre os anos de 1998 e 2011, foram constatados 982 poços tubulares perfurados (BORBA et al., 2012).

Em regiões semiáridas e áridas, o conhecimento sobre a presença, recarga e recuperação de água subterrânea é especialmente significativo, devido a sua deficiência hídrica (VASANTHAVIGAR et al., 2010). Além disso, a utilização da água subterrâ-

¹ - Centro de Tecnologia, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental/UFPB

² - Centro de Tecnologia e Geociências/UFPE

nea vem ganhando destaque como alternativa de abastecimento de água, devido à sua vulnerabilidade relativamente baixa à poluição, quando comparada com as águas superficiais (ALLER et al., 1987).

Segundo Santos (2009), em geral, as variações climáticas sazonais não interferem na qualidade da água do aquífero, a qual se encontra protegida de microrganismos patogênicos e de componentes químicos. Porém, essa condição está sendo ameaçada pelo lançamento no meio ambiente de um número cada vez maior de substâncias químicas provenientes das atividades urbana, industrial e da agricultura moderna (BABIKER et al., 2007). Dentre esses fatores, destacam-se o uso intensivo de fertilizantes e as condições sanitárias inadequadas que afetam a saúde humana (RAMAKRISHNAIAH, 2009). Têm-se ainda como agravantes a falta de monitoramento, de controle e de gestão para evitar a poluição e depleção da água subterrânea (BOCANEGRA et al., 2010).

Nesse sentido, diante da importância dos aquíferos subterrâneos, de poucos programas de gestão dessas reservas hídricas e riscos à poluição, faz-se necessário o monitoramento da qualidade da água. A região litorânea do estado da Paraíba carece de informações quali-quantitativas a respeito de seus aquíferos. O próprio governo estadual não tem um programa de monitoramento contínuo. Assim, o grupo de recursos hídricos da Universidade Federal da Paraíba – UFPB monitora desde 2003 as variáveis hidroclimatológicas e desenvolve projetos de pesquisa no âmbito das bacias experimental (do riacho Guaraíra) e representativa (do rio Gramame) (IBES-ISA, 2004).

Dentre os estudos realizados nessa região está o de Targino (2012), que identificou no aquífero livre da bacia hidrográfica do rio Gramame regiões com concentração de nitrato acima do máximo permitido pela legislação vigente. Ele ainda observou a existência de fontes potenciais de poluição do aquífero livre, a saber: áreas irrigadas e com uso de fertilizante e agrotóxico; fossas negras ou lançamento de efluentes sem o devido tratamento; etc.

Nos programas de monitoramento, em geral, são levantados parâmetros físicos, químicos e biológicos da água subterrânea. Porém, esses parâmetros, por si só, muitas vezes são de difícil interpretação pelos gestores. Diante dessa dificuldade, uma das ferramentas utilizadas para facilitar a compreensão e a comunicação entre os cientistas, os gestores e os usuários d'água são os Índices de Qualidade de Água - IQAs (ANDRADE et al., 2005; ALMEIDA, 2007; SHANKAR; SANJEEV, 2008; CORADI et al., 2009a).

Na definição dos parâmetros mais importantes para o cálculo dos IQAs, devem ser levados em consideração os usos preponderantes da água. No cálculo do IQA da água subterrânea destinada ao consumo humano em uma área industrial de Bangalore – Índia, Shankar e Sanjeev (2008) consideraram os parâmetros ferro, fluoreto, magnésio e nitrato como os de maior peso. Os índices podem ser particularmente interessantes, quando incorporam em seu cálculo os valores previstos em legislações vigentes (GIBRILLA, 2011).

Dessa forma, os índices são largamente utilizados como um método prático de monitoramento e representação da poluição em um corpo hídrico (AKKOYUNLU & AKINER, 2012). Sua utilização é abundante em águas superficiais (SANTOS, 2009). Um dos índices mais aplicados é o *Water Quality Index* – WQI, desenvolvido pela *National Sanitation Foundation* - NSF em 1970 (ALMEIDA, 2007).

Em contrapartida, existe uma carência de referências desses índices quando se visa à aplicação em água subterrânea (OLIVEIRA et al., 2007). Mesmo assim, alguns estudos podem ser encontrados na literatura.

No estudo realizado por Singh et al. (2011) em Punjab - Índia, os efeitos causados na água subterrânea pelas atividades vinculadas aos usos da terra, como descarga de esgoto e de efluentes industriais, foram bem identificadas pelo índice *Ground Water Quality Index* – GWQI, que utiliza em seu cálculo dezesseis parâmetros, entre eles metais pesados. Nesse índice, existe a liberdade de escolha de quais e quantos parâmetros inserir no cálculo, como também se verifica nos trabalhos apresentados por Chatterjee et al. (2010); Sivasankar et al. (2012); Pius et al. (2012).

Nobre et al. (2007) aplicaram o *Index of Aquifer Water Quality* - IAWQ desenvolvido por Melloul & Colin (1998), o qual utiliza os parâmetros de cloreto e nitrato para testar a performance dos métodos de avaliação da vulnerabilidade intrínseca (*Intrinsic Vulnerability Index* – IVI) e específica (*Specific Vulnerability Index* – SVI) em um aquífero litorâneo urbano na região Nordeste do Brasil. O IVI determina a suscetibilidade de contaminação subsuperficial através de seis fatores: profundidade do aquífero, recarga, material do aquífero, tipo do solo, topografia e condutividade hidráulica. O produto do IVI com o *Source Index* – SI resulta no SVI. O SI é determinado pelo modelo *fuzzy* hierárquico e quantifica a periculosidade de uma fonte de contaminação superficial para a água subterrânea, em relação à sua toxicidade, a mobilidade e a degradação. No teste de correlação entre os índices SVI e IAWQ, através

do coeficiente de correlação de Pearson, obteve-se uma relação linear de 0,658, o que contribuiu na identificação de áreas prioritárias para monitoramento e conservação.

Por outro lado, Leal et al. (2012) detectaram casos, em um aquífero granular e fraturado do México, em que não se estabelece correlação entre os resultados obtidos na aplicação de um índice de contaminação (*Contamination Index – CI*), um índice de qualidade de água (*Water Quality Index* de Bascanran, 1979) e um índice de vulnerabilidade intrínseca - SINTACS (CIVITA e De MAIO, 1997) que considera sete fatores hidrogeológicos e morfológicos: nível estático, recarga do aquífero, impacto da zona vadosa, tipo do solo, litologia, condutividade hidráulica do aquífero e declividade do terreno. Foram encontrados, nesse estudo, regiões com baixa vulnerabilidade à contaminação, com baixa qualidade de água e alto índice de contaminação. Essa discordância encontrada foi justificada pelo fato de o SINTACS não detectar poluição de fontes laterais (naturais). Por essa razão, complementaram-se seus resultados com o método de *Geographic weighted regression – GWR*, em que a influência de variáveis está em função da localização geográfica.

Outros pesquisadores também têm utilizado outros tipos de índices de qualidade de água subterrânea visando melhor compreensão e qualificação dessa fonte hídrica (BABIKER et al., 2007; YIDANA; YIDANA, 2010; KHAN et al., 2011; MACHIWAL et al., 2011; RAJANKAR et al., 2011).

Outra forma de estudar os problemas relacionados à qualidade da água de aquíferos é a partir de métodos utilizados para avaliar a vulnerabilidade e o risco à contaminação. Um método muito utilizado é o DRASTIC (ALLER et al., 1987), que avalia a vulnerabilidade intrínseca de aquíferos a partir de sete fatores hidrogeológicos, morfológicos e físicos que caracterizam o aquífero (profundidade do aquífero, recarga, material do aquífero, tipo do solo, topografia, influência da zona não saturada e condutividade hidráulica do aquífero). Eimers et al. (2000) criaram o DRASTIC modificado através da inserção de dois novos fatores, cobertura e uso do solo, ao método original. Bastida et al. (2009) aplicaram o DRASTIC modificado e obtiveram uma forte correlação entre o mapa de risco à contaminação e as áreas contaminadas por pesticidas e nitrato, o que não foi identificado na aplicação do método DRASTIC original.

Javadi et al. (2011) também modificaram o método DRASTIC, redistribuindo os valores das classes dos fatores desse método de acordo com a concentração de nitrato de amostras de água da

área de estudo. Com isso, obtiveram um aumento de até 64% na correlação de Pearson entre os valores de sua modificação do DRASTIC e as concentrações de nitrato na água subterrânea.

Já Dennis & Dennis (2012) desenvolveram o índice DART, análogo ao DRASTIC, a fim de avaliar a vulnerabilidade de aquíferos frente às mudanças climáticas. Esse índice considera os parâmetros mudança do nível estático, tipo do aquífero, recarga e transmissividade. Sua aplicação foi realizada nos aquíferos da África do Sul, considerando dois cenários: (i) atual (período de 1961 a 2000) e (ii) futuro (baseado na previsão do cenário de um Modelo de Circulação Global para os anos de 2046 a 2065). No cálculo da média do índice no País, verificaram que as áreas sujeitas a uma degradação de seu DART atual, caracterizavam-se por terem grande declividade e baixa transmissividade.

Outro método de classificação da vulnerabilidade de água subterrânea é o Índice de Vulnerabilidade do Aquífero (*Aquifer Vulnerability Index – AVI*) (Van STEMPVOORT et al., 1992). O AVI baseia-se em dois parâmetros físicos, são eles: espessura da camada sedimentar da parte saturada do aquífero e condutividade hidráulica de cada uma dessas camadas sedimentares. Devido ao seu uso simples, Santos & Pereira (2011) aplicaram o método AVI na região de Campos dos Goytacazes, Rio de Janeiro, Brasil. O resultado desse estudo foi comparado aos métodos anteriormente aplicados por outros autores na mesma região citada: (i) método GOD (FOSTER e HIRATA, 1998) e (ii) método DRASTIC (ALLER et al., 1997). Independentemente dos métodos utilizados, verificou-se que a região apresenta uma grande sensibilidade à contaminação da água subterrânea, devido à elevada permeabilidade e proximidade do nível freático à superfície.

Nesse contexto, este artigo apresenta a avaliação da qualidade da água do aquífero livre da bacia hidrográfica do rio Gramame, no seu período de estiagem, através do monitoramento qualitativo e subsequente aplicação de três índices de qualidade de água subterrânea i) Índice de Qualidade Natural de Água Subterrânea - IQNAS, ii) Índice de Qualidade de Água Subterrânea - IQAS e iii) Índice Relativo de Qualidade - IRQ. Além disso, verificou-se a possibilidade de concordância dos seus resultados com um mapa de risco à contaminação gerado pelo método DRASTIC modificado, como proposto por Eimers et al. (2000).

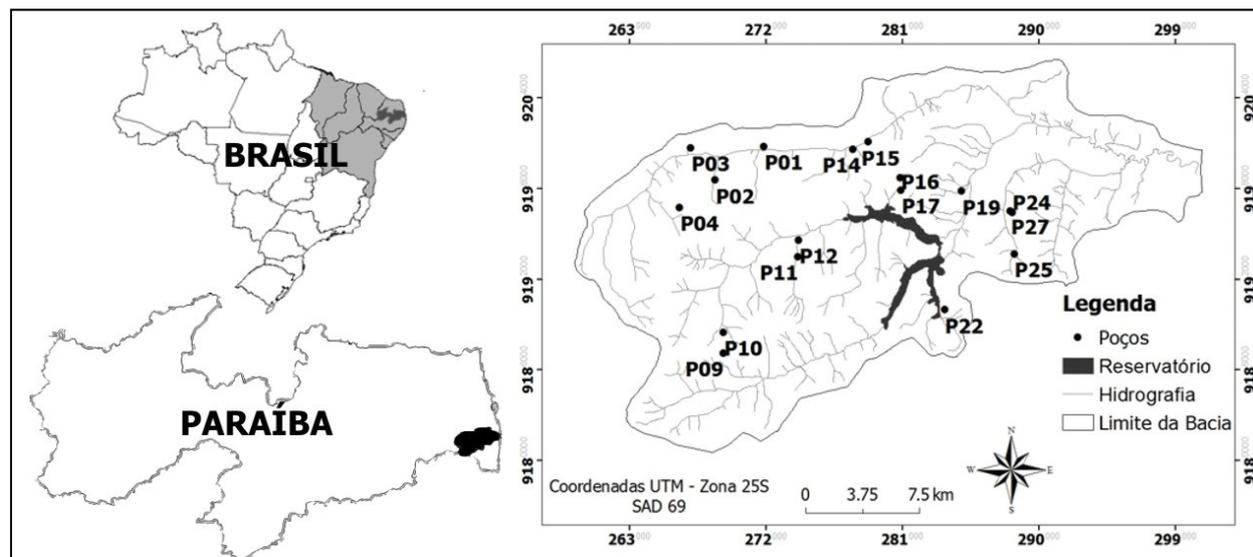


Figura 1 - Área de estudo e localização dos poços monitorados

LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O aquífero livre da bacia hidrográfica do rio Gramame, no litoral Sul do estado da Paraíba, foi selecionado para o estudo em função da sua representatividade e importância (Figura 1). Essa área é considerada representativa de uma parte do Nordeste brasileiro, onde se encontram regiões metropolitanas com mais de um milhão de habitantes (Recife, João Pessoa e Natal), baixo índice de captação e tratamento de efluentes, além de extensas áreas ocupadas por cana-de-açúcar. As características hidroclimatológicas, fisiográficas e geomorfológicas, assim como o regime pluviométrico e o regime fluviométrico, são semelhantes. Conferindo assim, à área, sua representatividade.

A área de estudo localiza-se entre as coordenadas de 7°11' e 7°23' de latitude Sul e 34°48' e 35°10' de longitude Oeste. A área de drenagem da bacia é de 589,1 km². O principal curso d'água é o rio Gramame, com extensão de 54,3 km. A classificação climática de Köppen indica um clima tropical chuvoso para a região, sem períodos frios e com chuva predominante de outono-inverno. A temperatura média anual é superior a 26°C, com precipitações variando entre 1400 e 1800 mm/ano (PDRH, 2000).

A fonte de água subterrânea estudada encontra-se sobre a Bacia Sedimentar Pernambuco-

Paraíba, mais especificamente na Sub-bacia Alhandra (SBA), que possui quatro unidades litoestratigráficas originadas em períodos geológicos e ambientes distintos, sendo elas: a Formação Beberibe, a Formação Gramame, a Formação Maria Farinha e a Formação Barreiras (Figura 2) (BARBOSA, 2003).

A unidade basal e mais antiga é a Formação Beberibe, representada por arenito friável médio a fino, intercalados por siltico-argilosos. Apresenta uma espessura média de 230 a 280 m, e máxima de 360 m (LEAL; SÁ, 1998).

Acima da Formação Beberibe, com espessura média inferior a 55 m, repousa, em sua maioria no ambiente marinho, a Formação Gramame, com predominância de rochas carbonáticas, principalmente compostas por fosforito, calcarenito e calcário (CPRM, 2011). A continuação da sequência calcária da Formação Gramame, diferenciada apenas pelo conteúdo fossilífero e com espessura máxima de 30 m, é denominada de Formação Maria Farinha.

Recoberto de forma discordante a todas as rochas sedimentares da Bacia Sedimentar Pernambuco-Paraíba descritas acima e ao embasamento cristalino pré-cambriano, encontram-se os sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras (FURRIER et al., 2006). Os sedimentos da Formação Barreiras, porção do aquífero livre estudada, são provenientes do processo de intemperismo sobre o embasamento cristalino do Planalto da Borborema, e possuem espessura bastante variável no estado da Paraíba, podendo atingir até 80 m. A Figura 2 mos-

tra a sequência litoestratigráfica da SBA. Aluviões e coberturas arenosas também estão presentes na bacia hidrográfica onde esta pesquisa foi realizada.

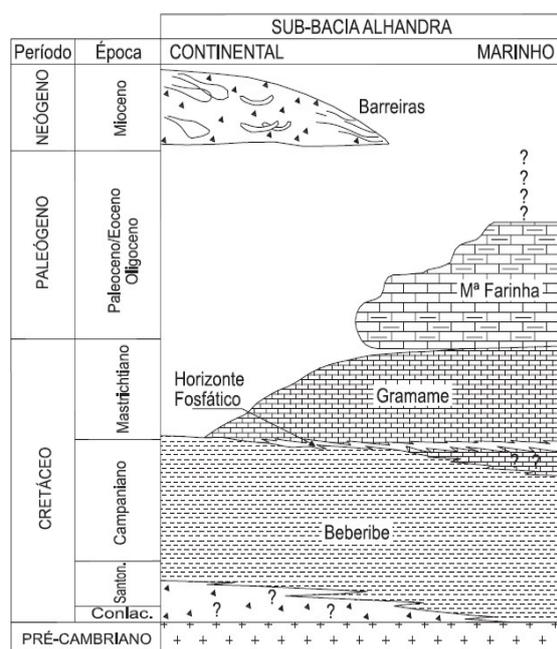


Figura 2 - Unidades litoestratigráficas na sub-bacia Alhandra (Fonte: Furrier et al., 2006)

MATERIAL E METÓDOS

Nesta seção, são descritas a seleção dos poços e a coleta de amostras de água. Em seguida, apresenta-se a metodologia para análise dos parâmetros físicos e químicos da água dos poços monitorados e expõem-se os três métodos de avaliação dos resultados através de índices de qualidade da água (IQNAS, IQAS e IRQ). Por fim, descreve-se o método DRASTIC modificado utilizado para a avaliação das áreas de risco à contaminação do aquífero.

Cadastro dos poços

Um levantamento inicial de informações foi realizado antes da escolha dos poços monitorados. Levando-se em consideração a melhor distribuição espacial dos poços já perfurados na região para representar o comportamento da qualidade da água subterrânea na bacia hidrográfica, foram selecionados os 17 poços apresentados na Figura 1 para realizar o monitoramento durante o período seco. Todos os poços, com profundidades variando entre 3,5 e

36 m, são do tipo cacimba com revestimento de tijolo e de uso privado. Apesar da busca pela melhor distribuição, observa-se na Figura 1 uma carência de pontos de monitoramento em algumas regiões da bacia hidrográfica devido à inexistência de poços.

Monitoramento Qualitativo

Os dados da análise espaço-temporal da qualidade da água subterrânea da bacia do rio Gramame foram obtidos de Targino (2012). Essa análise foi realizada em dezessete poços com frequência mensal de outubro a dezembro de 2010, posteriormente, a cada dois meses, de fevereiro a junho de 2011, e finalizando em julho e outubro de 2011, totalizando oito campanhas de coleta de amostras de água que contemplam um ano hidrológico.

Essas coletas foram feitas com um coletor convencional de policloreto de vinila (PVC) com uma válvula de retenção em sua extremidade, ou, em alguns casos, um simples recipiente. Quanto às análises dos parâmetros físico-químicos, realizaram-se com base no *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater* (APHA, 1995) e utilizando-se sonda multiparâmetro (HORIBA W-22XDD.23XD), técnicas titulométricas e eletroanalíticas (colorímetro, potenciômetro, condutivímetro e oxímetro). Todos os parâmetros foram determinados no Laboratório de Saneamento – LABSAN do Centro de Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba – UFPB, exceto a temperatura que foi medida em campo.

Índice de Qualidade Natural de Água Subterrânea - IQNAS

Construído à semelhança do Índice de Qualidade de Água - IQA da Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental do Estado de São Paulo - CETESB/SP, o Índice de Qualidade Natural de Água Subterrânea - IQNAS (OLIVEIRA et al., 2007) foi desenvolvido por especialistas da Universidade Federal da Bahia (UFBA), para averiguar a influência da composição litológica das unidades hidrogeológicas na qualidade da água do aquífero do estado da Bahia. Esse índice utiliza os parâmetros pH, cloreto, sólidos totais, dureza, fluoreto e nitrato. A escolha desses parâmetros foi influenciada pelo comportamento significativo de suas concentrações mediante a qualidade de água nos domínios hidrogeológicos do estado da Bahia (OLIVEIRA, 2007).

O cálculo do IQNAS dá-se pelo produto dos valores de qualidade de água relativo de cada parâmetro Q_n (Tabela 1), elevado ao seu respectivo peso,

a exemplo do utilizado no IQA da CETESB. Os pesos de cada parâmetro foram escolhidos, inicialmente, tomando como base a experiência dos especialistas em hidrogeologia do estado da Bahia e, em seguida, passou por um processo de refinamento através de testes no IQNAS (OLIVEIRA et al, 2007). A construção das curvas características da qualidade relativa de cada parâmetro pode ser conferida em Oliveira et al. (2007), assim como os intervalos entre as classes de qualidade do IQNAS: de 80 a 100 (qualidade ótima), de 52 a 79 (boa), de 37 a 51 (aceitável) e de 0 a 36 (imprópria).

Tabela 1 - Equações para cálculo dos valores de qualidade relativa de água subterrânea

Parâmetros	Equações Matemáticas	Intervalos de validade
pH	$Q_{pH} = 1,7354 \times (pH)^2$	$[2 \leq pH \leq 7,34]$
	$Q_{pH} = 16405 \times [(pH)^{-2,5}] - 17$	$[pH \geq 7,35]$
Cloroeto*	$Q_{Cl} = 100$	$[Cl < 4,86]$
	$Q_{Cl} = 138,9 \times (Cl)^{-0,19561} - (Cl)^{0,42}$	$[4,86 \leq Cl \leq 3000]$
	$Q_{Cl} = 0$	$[Cl > 3000]$
Sólidos Totais*	$Q_{ST} = 79 - (0,167284 \times ST) + EXP[(ST)^{0,228}]$	$[0 \leq ST \leq 1630]$
	$Q_{ST} = 27,7$	$[ST > 1630]$
Dureza*	$Q_{DUR} = 100$	$[DUR < 5,4]$
	$Q_{DUR} = 101,1 \times EXP(-0,00212 \times DUR)$	$[DUR \geq 5,4]$
Fluoreto*	$Q_F = 80 + 21 \times F - (F)^{11,6263}$	$[0 \leq F \leq 1,5]$
	$Q_F = 0$	$[F > 1,5]$
Nitrato [mg.L ⁻¹ de N-NO ₃]	$Q_N = 100 \times EXP(-0,0994 \times N)$	$[N \geq 0]$

* Unidade (mg L⁻¹)

Nota: Adaptado de Oliveira et al., 2007

Para a aplicação desse índice na pesquisa, não havia dados disponíveis das variáveis sólidos totais e fluoreto. Houve, dessa forma, a necessidade

de redistribuir os pesos proporcionalmente, conforme ilustrado na Tabela 2. Isso não pôde ser compensado nas faixas de classe de qualidade, pois não há informações no trabalho original sobre os critérios utilizados para a determinação dos intervalos das classes.

Tabela 2 - Redistribuição dos pesos dos parâmetros do IQNAS

Parâmetros (Q _n)	Pesos originais	Pesos redistribuídos (w _n)
pH	0,05	0,081
Cloroeto (mg.L ⁻¹)	0,26	0,419
Sólidos Totais (mg.L ⁻¹)	0,22	-
Dureza (mg.L ⁻¹)	0,16	0,258
Fluoreto (mg.L ⁻¹)	0,16	-
Nitrato (mg.L ⁻¹ de N-NO ₃)	0,15	0,242
Soma dos pesos	1	1

Índice de Qualidade Água Subterrânea - IQAS

Desenvolvido seguindo recomendações propostas pela Organização Mundial da Saúde - OMS, o Índice de Qualidade de Água Subterrânea - IQAS (MELLOUL & COLLIN, 1998) pode ser uma ferramenta de relação entre qualidade da água e vulnerabilidade de aquíferos.

O IQAS é obtido através da seguinte equação:

$$IQAS = \left(\frac{10}{n}\right) \times \left[\sum \left(\frac{W_i \times Y_i}{W_{max} \times Y_{max}}\right)\right] \quad (1)$$

onde: n é o número de parâmetros químicos envolvidos; W_i é o peso de cada parâmetro em função de sua importância relativa ao estudo; W_{máx} é o peso máximo fornecido, que também depende do grau de relevância do parâmetro no estudo; e Y_{máx} é o máximo atribuído ao parâmetro que é 3,5 vezes maior ou igual ao valor padrão estabelecido pela OMS, assumindo o valor de 10 de acordo com a equação onde se obtém o valor de Y_i;

$$Y_i = -0,712 \left(\frac{P_i}{P_{id}}\right)^2 + 5,228 \left(\frac{P_i}{P_{id}}\right) + 0,484 \quad (2)$$

sendo P_i a concentração obtida na análise química do parâmetro; e P_{id} seu padrão ambiental estabelecido em norma vigente na região de aplicação do índice.

Os parâmetros comumente utilizados nesse índice são: cloretos; indicador de intrusão marinha e contaminação por esgoto doméstico ou águas de irrigação (NOBRE et al., 2008); e nitrato, íon resultante da atividade microbiana sobre compostos nitrogenados como os fertilizantes. Porém, a simplicidade desses parâmetros pode acarretar, possivelmente, numa classificação errônea da qualidade de uma água com presença de microrganismos patogênicos, já que, usualmente, identifica-se esse tipo contaminação pela análise de coliformes fecais e/ou termotolerantes.

Nesse índice, a água subterrânea é classificada como: de alta qualidade para valores de Y_i menor do que 1; de qualidade aceitável para de Y_i igual a 1; e de qualidade inaceitável para valores iguais ou superiores a 3,5 vezes o valor padrão determinado pela OMS. Quanto ao valor final do IQAS, relaciona-se valor baixo a áreas de baixo potencial de poluição e vice-versa.

Índice Relativo de Qualidade - IRQ

Elaborado por Fernandes & Loreiro (2006), o Índice Relativo de Qualidade - IRQ caracteriza e hierarquiza o potencial de qualidade de água subterrânea. Originalmente, são utilizados os parâmetros cloreto, nitrato e sólidos totais dissolvidos, comumente associados à interferência antrópica.

Entretanto, esse índice permite a utilização de outros parâmetros, desde que sejam conhecidos seus respectivos valores de padrão estabelecidos por normas ou portarias (FERNANDES & LOUREIRO, 2006). Calcula-se o valor final do IRQ através da média aritmética dos $IRQ_{méd}$ de cada parâmetro, este dado por:

$$IRQ_{méd} = \frac{V_i}{VMP_i} \quad (3)$$

$$IRQ = \frac{IRQ_{méd}}{n} \quad (4)$$

em que: V_i é o valor médio da análise do parâmetro i ; VMP é o valor máximo permitido; e n é o número de parâmetros.

Com isso, define-se a classificação da água subterrânea para consumo humano a partir de faixas escalares de variação, conforme ilustrado na Tabela 3. Por ser um índice relativo, torna-se pouco preciso, além disso, não pondera a contaminação por organismos patogênicos e metais pesados.

Tabela 3 - Faixas escalares de variação do IRQ

Varição do IRQ	Qualidade para consumo humano
$0,0 < IRQ \leq 0,3$	Excelente
$0,3 < IRQ \leq 0,6$	Boa
$0,6 < IRQ \leq 0,9$	Razoável
$0,9 < IRQ \leq 1,2$	Ruim
$IRQ > 1,2$	Péssima

Nota: Adaptado de Fernandes & Loureiro (2006)

Método DRASTIC

A vulnerabilidade de um aquífero pode ser determinada através de métodos que reúnem fatores hidrogeológicos, morfológicos e físicos, a exemplo do método DRASTIC elaborado por Aller et al. (1987).

Esse método agrupa os principais parâmetros de controle do potencial de poluição de água subterrânea, os quais compõem sua sigla, conforme apresentado na Tabela 4.

Tabela 4 - Fatores e pesos do DRASTIC

Sigla	Fator	Peso
D	Profundidade do topo do aquífero (<i>Depth to water table</i>)	5
R	Recarga do aquífero (<i>Net Recharge</i>)	4
A	Material do aquífero (<i>Aquifer media</i>)	3
S	Tipos de solos (<i>Soil media</i>)	2
T	Topografia (<i>Topography</i>)	1
I	Influência da zona não saturada (<i>Impactor of the unsaturated media</i>)	5
C	Condutividade hidráulica do aquífero (<i>Hydraulic Conductivity of the Aquifer</i>)	3

Nota: Adaptado de Aller et al. (1987)

O método DRASTIC estabelece somatório dos produtos entre os fatores citados e seus respectivos pesos, como ilustrado na equação 4.

$$DRASTIC = (D_r \times D_w) + (R_r \times R_w) + (A_r \times A_w) + (S_r \times S_w) + (T_r \times T_w) + (I_r \times I_w) + (C_r \times C_w) \quad (4)$$

Tabela 5 - Dados dos fatores utilizados na aplicação do método DRASTIC

Intervalo das classes	D* (m)	Recarga (mm.ano ⁻¹)	Tipo de Solo	I* (%)	Material do aquífero e da zona não saturada	K* (m/dia)
1	1,5 – 4,6 (1,37%)	< 51 (9,77%)	Neossolos (2,36%)	>18 (4,52%)	Depósitos fluvio-marinhos (18,24%)	< 4,1 (13,52%)
2	4,6 – 9,1 (67,68%)	51 – 102 (84,14%)	Gleissolos (16,24%)	12 – 18 (11%)	Formação Barreiras (60,78%)	4,1 – 12,2 (47,18%)
3	9,1 – 15,2 (29,62%)	102 – 178 (6,07%)	Luvissolos (7,78%)	6 – 12 (24,5%)	Formação Beberibe (7,73%)	12,2 – 28,5 (33,31%)
4	15,2 – 22,9 (1,28%)	178 – 190 (0,02%)	Latossolos (0,38%)	2 – 6 (37,5%)	Formação Sertânia (6,7%)	28,5 – 40,7 (4,07%)
5	22,9 – 29 (0,07%)	-	Argissolos (72,4%)	<2 (22,9%)	Formação Granitóides (6,53%)	40,7 – 64,2 (1,92%)
6	-	-	Organossolos (0,82%)	-	-	-

* D = Profundidade do topo do aquífero; I = Topografia; K = Condutividade hidráulica.

Notas: i) Os valores entre parênteses representam a área da bacia para cada intervalo de classe;

ii) Adaptado de Coelho (2010), Coelho et al. (2012) e Linhares (2012)

Tabela 6 - Monitoramento da qualidade da água subterrânea da bacia hidrográfica do rio Gramame

Parâmetros	CONAMA – Parâmetros estatísticos 396/2008						
	Consumo	Nº de Amostras	Média	Mín.	Máx.	Desvio Padrão	Coef. de Variação
Humano							
Temperatura (°C)	*	136	28,31	26	30,00	0,96	3%
pH	*	136	5,12	3,21	7,76	0,66	13%
Acidez (mg.L ⁻¹ CaCO ₃)	*	136	22,97	3,90	69,84	10,44	45%
Alcalinidade (mg.L ⁻¹ CaCO ₃)	*	136	10,83	0,00	66,00	10,94	101%
STD (ppm)	1000	136	67,23	20,20	176,80	30,47	45%
Cloretos (mg.L ⁻¹ CaCO ₃)	250	136	46,05	5,50	176,8	33,20	72%
Condutividade (uS.cm ⁻¹)	*	136	135,13	32,50	309,00	62,46	46%
Dureza (mg.L ⁻¹ CaCO ₃)	*	136	33,89	6,00	120,20	22,32	66%
Nitrato (mg.L ⁻¹ N-NO ₃)	10	136	3,72	0,38	15,50	3,21	86%
DBO (mg.L ⁻¹ O ₂)	*	136	0,56	0,0	4,51	0,78	139%
OC (mg.L ⁻¹ O ₂)	*	136	0,88	0,0	13,10	1,67	190%
Turbidez (UNT)	*	136	7,27	0,0	80,0	11,09	153%
Cor (uH)	*	136	6,86	0,0	200,0	22,15	323%

Nota: Adaptado de Targino (2012)

Como o método DRASTIC caracteriza o aquífero quanto a sua vulnerabilidade intrínseca e, nesta pesquisa, objetivou-se analisar o risco à contaminação, foi utilizada a modificação desse método, desenvolvida por Eimers et al. (2000). O DRASTIC modificado permite avaliar e mapear essas áreas de

risco à contaminação considerando fatores naturais e antrópicos. Para isso, os autores supracitados adicionaram dois fatores ao método DRASTIC original: cobertura do solo (LC – *Land Cover*) e uso do solo (LU – *Land Use*), com pesos 2 e 3, respectivamente.

Neste artigo, os fatores utilizados na aplicação do método DRASTIC modificado advêm de Coelho (2011), Coelho et al. (2012) e Linhares (2012), e são apresentados na Tabela 5. Os dados de uso e ocupação do solo, não apresentados na Tabela 5, são baseados nas informações do mapa da Figura 4.

Espacialização dos dados e validação

Para melhor visualização e interpretação dos dados, foram elaborados mapas com o auxílio do software ArcGIS 9.3. Para a espacialização dos valores médios do parâmetro nitrato e dos índices de qualidade, para cada poço, para o período seco, o método de interpolação do Inverso da Distância ao Quadrado foi utilizado, já que apresentou os menores valores de desvio padrão dentre os outros métodos de interpolação disponíveis no software. Em relação ao raio de busca, definiu-o como variável.

Na validação das espacializações realizadas foram utilizados os poços P09, P14, P16 e P27, que correspondem a 20% do total amostral dos poços deste estudo. Ao comparar os valores interpolados com os reais, obteve-se 25% de validação no mapa de espacialização do parâmetro nitrato, 100% no do IRQ e 50% no do IQAS, sendo empregada nos dois primeiros a classificação de intervalos iguais (*Equal Interval*) e no último *Natural Breaks*.

RESULTADOS

A Tabela 6 apresenta o resultado geral do monitoramento da qualidade da água subterrânea do aquífero livre da bacia hidrográfica do rio Gramame no ano hidrológico.

Nesse monitoramento, verificou-se a ocorrência das maiores concentrações do parâmetro nitrato nos meses do período seco. Por essa razão, os resultados deste artigo, referentes às análises do parâmetro nitrato, da aplicação dos índices de qualidade (IQNAS, IQAS e IRQ) e do método DRASTIC, levam em consideração esse período do monitoramento.

Quanto à análise do parâmetro nitrato, observa-se na Figura 3 as regiões na bacia hidrográfica onde a água subterrânea apresenta concentração próxima ou superior ao máximo de 10 mg L⁻¹ N-NO₃⁻ permitido pela Resolução 396/2008 do Conselho Nacional do Meio Ambiente – CONAMA. Esses valores ocorreram nos poços P02, P17 e P22 que atingiram uma média, no período estudado, de

10,08 mg L⁻¹ N-NO₃⁻, 12,37 mg L⁻¹ N-NO₃⁻ e 8,15 mg L⁻¹ N-NO₃⁻, respectivamente.

A espacialização do parâmetro nitrato também permite encontrar uma possível relação com as potenciais fontes de poluição na área em estudo, determinadas através de trabalho de campo e mapeamento do uso e ocupação do solo.

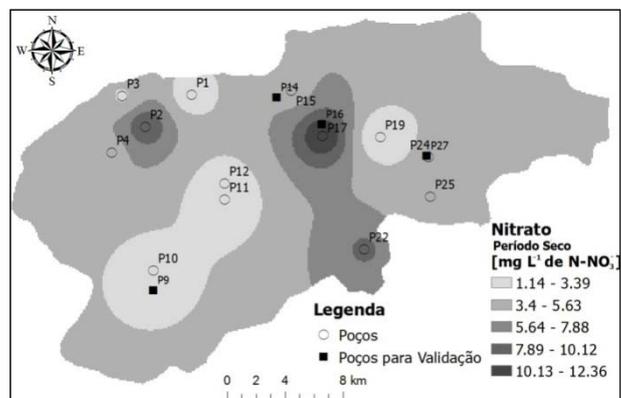


Figura 3 - Espacialização do parâmetro nitrato na bacia hidrográfica do rio Gramame no período seco

Confrontando os dados da espacialização do nitrato e do uso e ocupação do solo (Figura 4), detectou-se que as maiores concentrações do parâmetro ocorreram em poços situados próximos a aglomerados rurais e a áreas ocupadas por atividades agrícolas que fazem uso intensivo de fertilizantes.

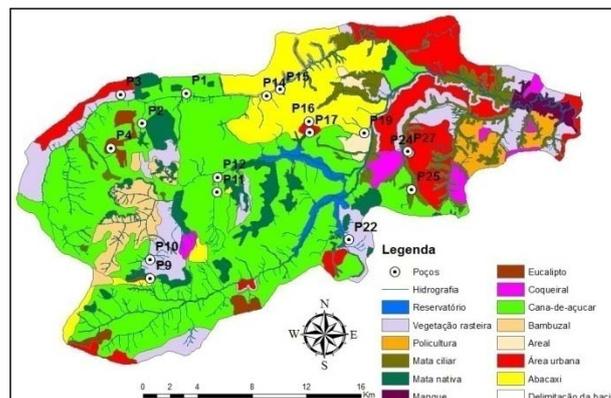


Figura 4 - Uso e ocupação do solo na bacia do rio Gramame (Fonte: Coelho, 2011)

São apresentados, em seguida, os resultados da aplicação e espacialização dos três índices de qualidade de água subterrânea. Primeiramente,

observa-se uma homogeneidade nos resultados do IQNAS. Esse índice classificou a água de todos os poços da bacia como de boa qualidade, com exceção do P17, enquadrado na classe aceitável durante o período estudado. Em função da homogeneidade encontrada, não foi necessário a apresentação de um mapa para espacializar esse índice.

O P17 pode estar sob a influência da Formação Beberibe, onde há afloramento de rochas calcárias que podem afetar as propriedades físico-químicas tanto do solo quanto da água subterrânea. Por outro lado, diferentemente do ambiente associado ao P17, a maior parte da bacia está sobre a Formação Barreiras, composta essencialmente de arenitos, que facilitam a infiltração e o fluxo de água. Nesse sentido, uma possível fonte de poluição do lençol subterrâneo é através da percolação de poluentes oriundos da superfície do solo e não por influência litológica.

Além disso, constatou-se que os poços P02 e P22, apesar de apresentarem concentrações de nitrato acima ($10,08 \text{ mg L}^{-1}$) ou próxima ($8,15 \text{ mg L}^{-1}$), respectivamente, do permitido pela Resolução CONAMA 396/2008, foram enquadrados na classe boa de qualidade da água, igualmente a outros poços que não possuem essa característica. Considera-se, portanto, que apenas o uso do IQNAS neste estudo não é adequado, já que não detectou as regiões problemáticas, apesar de considerar em seu cálculo o parâmetro nitrato, indicador de poluição. Dessa forma, o emprego do IQNAS não deve ser considerado isoladamente na tomada de decisões relacionadas à água de aquífero livre.

A não identificação de deterioração da qualidade de água dos poços em regiões próximas a fontes de poluição antrópica e com alta concentração de nitrato, apresentada pelo IQNAS, ilustra que a redistribuição dos pesos de seus parâmetros também considera a influência da composição litológica das unidades hidrogeológicas sobre a água subterrânea.

Certifica-se através da aplicação do IQNAS que, em geral, a água subterrânea da bacia hidrográfica do rio Gramame, naturalmente, é de boa qualidade. Entretanto, a área de estudo possui regiões antropizadas com fontes de poluição que afetam a qualidade da água, conforme identificado no monitoramento qualitativo.

Dessa forma, também foram aplicados os índices IQAS e IRQ, que consideram a ação antrópica na qualidade da água. O IQAS identifica as áreas com potencial de poluição. A Figura 5 mostra a espacialização do IQAS na área em estudo. Observa-se que há uma predominância de regiões com baixo

potencial poluidor (regiões mais claras). Os maiores valores desse índice são encontrados onde estão localizados os poços P02, P17 e P22, que apresentaram as maiores concentrações de nitrato, definindo locais com maior potencial de poluição em relação aos demais.

A potencialidade à poluição das áreas da bacia hidrográfica definidas pelo IQAS coincide, no geral, com a detecção dos poços com as maiores concentrações de nitrato, indicando uma influência forte desse parâmetro no resultado do índice e confirmando os resultados do monitoramento qualitativo.

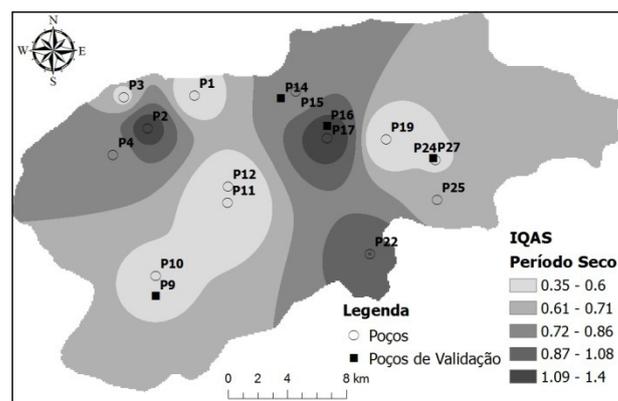


Figura 5 - Espacialização do IQAS na área de estudo

Os poços que apresentaram concentrações de nitrato acima da Resolução CONAMA 396/2008 (P02 e P17), encontram-se próximos a áreas de cultivo de cana de açúcar e de aglomerado rural, como pode ser observado na Figura 4, e apresentaram IQAS acima de 1, confirmando a potencialidade de poluição do local.

O IRQ, índice que caracteriza e hierarquiza a qualidade da água subterrânea, revelou que mais de 85% das amostras de água do aquífero foram classificadas como de qualidade excelente (Figura 6). Novamente, os poços P02, P17 e P22, juntamente com o P16, se enquadram em classe de qualidade de água inferior aos outros poços. Entretanto, os poços que no monitoramento qualitativo apresentaram problemas com relação ao nitrato (P02 e P17), foram classificados como de qualidade boa. Essa discordância entre classificações caracteriza o índice IRQ como pouco restritivo, já que qualifica como boas as amostras d'água com concentrações altas de nitrato.

No IRQ não são conferidos pesos aos parâmetros, sendo atribuída, assim, a mesma importância às variáveis utilizadas no seu cálculo. Além disso, por ser calculado por média aritmética, há a possibilidade de amenizar as concentrações elevadas existentes em um único parâmetro, pois seu valor é distribuído de forma proporcionalmente igual entre os outros.

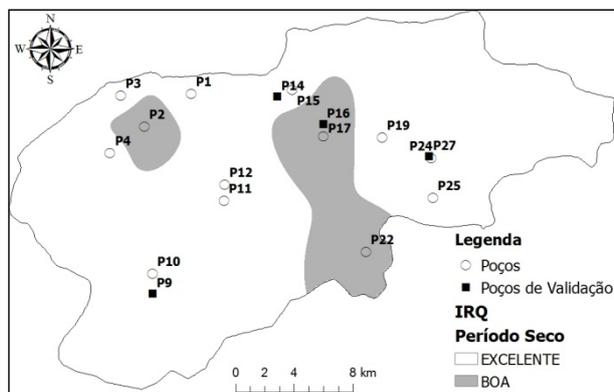


Figura 6 - Espacialização do IRQ na área de estudo

Dessa forma, no que se diz respeito à correlação entre áreas com fonte de poluição e monitoramento qualitativo, apenas o índice IQAS apresentou resultados concordantes. Os poços classificados com o maior potencial à poluição em relação aos demais são os mesmos que apresentaram as maiores concentrações de nitrato.

Os índices IQNAS e IRQ informaram que a qualidade da água subterrânea da bacia hidrográfica do rio Gramame foi qualificada como aceitável, tendo em vista que todas as amostras, em ambos os índices, apresentaram classes iguais ou superiores a de aceitável, tomando como referência em seus cálculos os valores máximos permitidos pela Resolução CONAMA 396/2008. Como o IQAS não hierarquiza em classes de qualidade, esse tipo de qualificação não pôde ser realizado, no entanto, seus resultados definiram a bacia hidrográfica, em sua maioria, com valor baixo de potencial de poluição (Figura 5).

As áreas de risco à contaminação do aquífero livre da bacia hidrográfica do rio Gramame, determinadas através do método DRASTIC modificado, encontram-se espacializadas na Figura 7. Pôde-se constatar que a bacia apresentou 58,3% de sua área com risco moderado à contaminação da água subterrânea, seguida de 26,9% de risco alto. As áreas com risco alto estão localizadas, principalmente, na parte central da bacia. As porcentagens de áreas

com risco baixo e risco muito alto são, respectivamente, 14% e 0,8%.

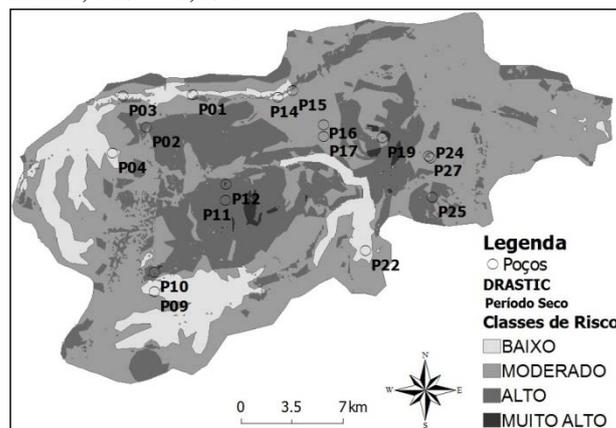


Figura 7 - Mapa de risco à contaminação do aquífero da bacia do rio Gramame no período seco

Ao se observar a distribuição dos poços na Figura 6, verifica-se que 61% estão localizados próximos a áreas de risco baixo e moderado, confirmando o predomínio da classe aceitável da água subterrânea nos IQAs.

Dentre os poços encontrados com irregularidades no monitoramento qualitativo e com as menores qualificações nos IQAs, os poços P02 e P17 encontram-se próximos ou em regiões de risco moderado e alto.

Vale ressaltar, no entanto, que apesar do P17 estar localizado em área de risco moderado, obteve a maior concentração de nitrato e a pior qualidade em todos os índices. O esperado era a sua localização em região de maior risco. A baixa qualidade da água desse poço pode ser justificada pelo fato dele estar localizado em uma região plana, com declividade que não ultrapassa 4%, na porção central da bacia, apresentando uma tendência natural à infiltração da água, juntamente com as impurezas presentes na superfície do solo. Também nessa área, são desenvolvidas atividades de cultivos de cana-de-açúcar e abacaxi, com utilização de fertilizante a base de nitrogênio que, quando entra em contato com o meio ambiente, o excedente não absorvido pelos vegetais oxida na forma de nitrato, podendo se infiltrar no solo até atingir o lençol freático.

O poço P22, apesar de localizado em área de risco baixo à contaminação da água subterrânea, apresentou concentração média de nitrato (8,15 mg L⁻¹ N-NO₃⁻) mais próxima ao limite de 10 mg L⁻¹ N-NO₃⁻ estabelecido pela Resolução CONAMA 396/2008. Não obstante, nos IQAS e IRQ, a água

subterrânea foi classificada, respectivamente, no mesmo nível de potencialidade e na mesma classe que os poços com concentrações irregulares de nitrato. Com isso, uma atividade intensa de poluição também deve estar presente nesse poço, advinda da presença de fossas negras de habitações próximas.

Os poços P10, P11 e P12, classificados com qualidade ótima em todos os índices aplicados, estão localizados em áreas de risco alto ou muito alto à contaminação da água subterrânea. Essa discordância de fatos pode ocorrer devido à captação de água pelo poço em uma parte do aquífero onde o contaminante não atingiu ou não ficou retido.

Não é descartada a possibilidade de presença de contaminante devido à proximidade a eventos potencialmente poluidores. Os poços P11 e P12 estão em área de monocultura de cana de açúcar. Já o poço P10 está próximo a residências rurais sem saneamento básico.

Além disso, outro fator que pode contribuir para a discordância entre os índices de qualidade e as áreas de risco pode ser a escala utilizada nas espacializações, que pode superestimar ou subestimar a abrangência das áreas de risco à contaminação na área de estudo.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho, dados de monitoramento qualitativo realizado no aquífero livre da bacia hidrográfica do rio Gramame foram comparados aos índices de qualidade da água e ao mapa de risco à contaminação, obtido através do DRASTIC modificado.

No monitoramento qualitativo da água subterrânea da bacia hidrográfica do rio Gramame, ao tomar como referência a Resolução CONAMA 396/2008, os poços P02 e P17 apresentaram valores do parâmetro nitrato acima do máximo permitido. As maiores concentrações de nitrato foram detectadas em áreas com fontes poluidoras, a exemplo de locais com ausência de saneamento básico e com prática de atividades agrícolas fundamentadas no uso intenso de fertilizantes a base de nitrogênio.

De acordo com os índices de qualidade aplicados neste estudo, a água subterrânea apresenta qualidade aceitável. Entre os índices, apenas o IQAS apresentou os resultados mais coerentes com o monitoramento qualitativo e os fatores citados do uso e ocupação do solo.

Quanto ao IRQ, ele pode ser considerado como menos restritivo, pois, ao contrário do IQNAS, cujas amostras resultaram na classe de qualidade

boa, o IRQ qualificou-as na sua melhor classe de qualidade (excelente). Além disso, qualificou poços com parâmetros em desacordo com a Resolução CONAMA 396/2008 como boa.

Quanto à relação entre o método DRASTIC modificado, o monitoramento qualitativo e os índices de qualidade, observou-se que a maioria dos poços está localizada em áreas de risco baixo ou moderado, o que entra em consenso com o monitoramento qualitativo e a hegemônica qualificação aceitável da água subterrânea definida pelos índices de qualidade.

Por outro lado, existem alguns casos de inconformidade entre os mapas de qualidade e o de risco à contaminação que podem ser justificados pela atividade intensa de poluição por captação da água em parte do aquífero não contaminado e pela escolha da escala de trabalho de mapeamento.

Como sugestão para os trabalhos subsequentes tem-se a necessidade de aumentar o número de poços em áreas estratégicas, como as porções norte-nordeste, centro-sul e extremo oeste da bacia hidrográfica, tendo em vista o refinamento da análise espacial.

Por fim, verificou-se o cumprimento do papel dos índices de facilitar para os gestores a identificação de áreas no aquífero onde o monitoramento e a preservação devem ser priorizados, já que as áreas com as menores qualificações nos índices coincidem com as que obtêm irregularidades no monitoramento qualitativo.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio financeiro provido da FINEP ao projeto Bacias Experimentais e Representativas do Semiárido, e também ao CNPq, CAPES e FACEPE pela concessão de bolsas de estudo.

REFERÊNCIAS

- AKKOYUNLU, A; AKINER, M. E. Pollution evaluation in streams using water quality indices: A case study from Turkey's Sapanca Lake Basin. *Ecological Indicators*, v.18, p. 501-511, 2012.
- ALLER, L; BENNET, T; LEHR, J. H; PETTY, R. J. *DRASTIC: a standardized system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings*. Environmental Protection Agency, Washington, D.C., EPA/600/2-85/018, 1987.

- ALMEIDA, R. A. S. de. *Índice de qualidade de águas subterrâneas destinadas ao uso na produção de água potável (IQUAS)*. 2007. 221f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental Urbana) – Universidade Federal da Bahia, Escola Politécnica. Bahia, 2007.
- ANDRADE, E. M.; PALÁCIO, H. A. Q.; CRISÓSTOMO, L. A.; SOUZA, I. H.; TEIXEIRA, A. S. Índice de qualidade de água, uma proposta para o vale do rio Trussu, Ceará. *Revista Ciência Agronômica*, v. 36, n. 2, p. 135-142, 2005.
- APHA - AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION. *Standard methods for the examination of water and wastewater*. American Public Health Association, American Water Works Association, and Water Pollution Control Federation. 19th edition, Washington, D.C, 1995.
- BABIKER, I. S; MOHAMED, M. A. A; HIYAMA, T. Assessing groundwater quality using GIS. *Water Resources Management*, v. 21, n.4, p.699-715, 2007.
- BARBOSA, J. A; SOUZA, E. M; LIMA FILHO, M. F; NEUMANN, V. H. A estratigrafia da bacia Paraíba: uma reconsideração. *Coleção Estudos Geológicos*. Recife, v. 13, p.89-108, 2003.
- BASCARAN, G. M. Establecimiento de una metodología para conocer la calidad del agua. *Boletín Informativo Del Medio Ambiente*, CIMA, MOPU, Madrid, v.9, p.30-51, 1979.
- BASTIDA, J. J. M; ARAUZO, M; VALLADOLID, M. Intrinsic and specific vulnerability of groundwater in central Spain: the risk of nitrate pollution. *Hydrogeology Journal*, v.18, n. 3, p. 681-698, 2009.
- BOCANEGRA, E; JÚNIOR G. C. S; CUSTODIO, E; MANZANO, M; MONTENEGRO S. M. G. L. State of knowledge of coastal aquifer management in South America. *Hydrogeology Journal*, v. 18, n.1, p.261-267, 2010.
- BORBA, A. L. S; COSTA, M. R. da; COSTA FILHO, W. D; AZEVEDO, P. V. N. G. de; JARDIM, F. C. F. V. *Qualidade das águas do Aquífero Cabo na região metropolitana de Recife – PE*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 17.; ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 18., 23-26 out. 2012, Bonito, MS. Resumos Expandidos. Bonito, MS: CBAS, p. 1-4.
- BRASIL. Resolução CONAMA nº 396/2008. Dispõe sobre a classificação e diretrizes ambientais para o enquadramento das águas subterrâneas e dá outras providências. Valores máximos permitidos para consumo humano.
- CHATTERJEE, R.; TARAFDER, G.; PAUL, S. Groundwater quality assessment of Dhanbad district, Jharkhand, India. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, v. 69, n.1, p.137-141, 2010.
- CIVITA M., DE MAIO M. *SINTACS: a parametric system for the assessment and mapping of groundwater vulnerability to pollution: methodology and automation* (in Italian). Pitagora, Bologna, Italy. 1997, 191 p.
- COELHO, V. H. R; ALMEIDA, C. N; SILANS, A. M. B. P. de. Análise da flutuação do nível d'água para estimativa da recarga subterrânea da bacia representativa do rio Gramame no Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.17, n.2, p. 241-252, 2012.
- COELHO, V. H. R. *Monitoramento e análise da variação do nível d'água para estimativa de recarga do aquífero livre da bacia do rio Gramame*. 2011. 147f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Urbana e Ambiental) – Universidade Federal da Paraíba (UFPB). Paraíba, 2011.
- CORADI, P. C; FIA, R; PEREIRA-RAMIREZ, O. Avaliação da qualidade da água superficial dos cursos de água do município de Petolas-RS, Brasil. *Revista Ambiente & Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science*. v. 4, n. 2, p. 46-56, 2009a.
- CORADI, P. C; PEREIRA-RAMIREZ, O; FIA, R; MATOS, A. T. de. Qualidade da água superficial da bacia hidrográfica da lagoa Mirim. *Revista de Ciências Ambientais*, v.3, n.1, p. 53-64, 2009b.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Mapa de Domínios/Subdomínios do Brasil. 2011. Disponível em: <http://mapoteca.cprm.gov.br/programas/template.php>. Acesso em: 10 de junho de 2012.
- DENNIS, I; DENNIS, R. Climate change vulnerability index for South African aquifers. *Water SA*, v. 28, n.3, p. 417-426, 2012.
- EIMERS, J. L; WEAVER, J. C; TEEZUIOTTI, S; MIDGETTE, R. W. Methods of rating unsaturated

- zone and watershed characteristics of public water supplies in North Carolina, U.S. *Geological Survey, Water-Resources Investigations Report* 99-4283, p. 31, 2000.
- FEITOSA, F. A. C; MANOEL FILHO, J; FEITOSA, E. C; DEMETRIO, J. G. *Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações*. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações - 3ª Edição Revisada e Ampliada - Rio de Janeiro: CPRM: LABHID. 2008, 812p.
- FERNANDES, R. A; LOUREIRO, C. O. Índice relativo de qualidade (IRQ): um método para caracterização e hierarquização do potencial qualitativo das águas subterrâneas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 14, 2006, Curitiba. Editora: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas. 2006, 14p.
- FOSTER S; HIRATA R. *Groundwater pollution risk evaluation: the methodology using available data*. Lima: CEPIS-PAHO/WHO, 1988.
- FURRIER, M; ARAÚJO, M. E; MENESES, L. F. Geomorfologia e Tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. Geologia USP Sér. Cient., São Paulo, v.6, n. 2, p. 61-70, 2006.
- GIBRILLA, A; BAM, E. K. P; ADOMAKO, D; GANYAGLO, S; OSAE, S; AKITI, T. T; KEBEDE, S; ACHORIBO, E; AHIALEY, E; AYANU, G; AGYEMAN, E. K. Application of water quality index (WQI) and multivariate analysis for groundwater quality assessment of the Birimian and cape coast granitoid complex: densu river basin of Ghana. *Water Quality, Exposure and Health*, v.3, n.2, p.63-78, 2011.
- HIRATA, R; VIVIANI-LIMA, J. B; HIRATA, H. A *água como recurso*. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.M. de; TAIOLI, F. (Orgs.). 2ª edição. *Decifrando a Terra*. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009, p.448-485.
- IBESA – Implantação de bacias experimentais no semi-árido. In: *Bacia Experimental do Rio Guaraira*. Projeto financiado pela Financiadora de Estudos e Projetos – FINEP. 2004, 291p.
- JAISWAL R. K; MUKHERJEE, S; KRISHNAMURTHY J; SAXENA, R. *Role of remote sensing and GIS techniques for generation of groundwater prospect zones towards rural development – an approach*. *International Journal of Remote Sensing*, v.24, n. 5, p. 993–1008, 2003.
- JAVADI, S; KAVEHKAR, N; MOUSAVIZADEH, M. H; MOHAMMADI, K. Modification of DRASTIC model to map groundwater vulnerability to pollution using nitrate measurements in agricultural areas. *Journal of Agricultural Science and Tecnology*, v.13, n.2, p.239-249, 2011.
- KHAN, H.H; KHAN, A; AHMED, S; PERRIN, J. GIS-based impact assessment of land-use changes on groundwater quality: study from a rapidly urbanizing region of South India. *Environmental Earth Sciences*, v.63, n.6, p. 1289–1302, 2011.
- LEAL E SÁ L. T. *Levantamento geológico-geomorfológico da Bacia Pernambuco-Paraíba, no trecho compreendido entre Recife-PE e João Pessoa-PB*. 1998. 127f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Pernambuco, Recife., 1998.
- LEAL, J. A. R; MEDRANO, N; SILVA, F. O. T; GARCÍA, J. T. S; GUTIÉRREZ, L. R. R. Assessing the inconsistency between groundwater vulnerability and groundwater quality: the case of Chapala Marsh, Mexico. *Hydrogeology Journal*, v. 20, n. 3, p.591-603, 2012.
- LINHARES FM. (2012) *Vulnerabilidade intrínseca e risco de contaminação do aquífero livre da bacia hidrográfica do rio Gramame/PB*. 2012. 99f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Urbana e Ambiental) – Universidade Federal da Paraíba (UFPB). Paraíba, 2012.
- MACHIWAL, D; JHA, M. K; MAL, B. C. GIS-based assessment and characterization of groundwater quality in a hard-rock hilly terrain of Western India. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 174, n.1-4, p.645-663, 2011.
- MELLOUL, A. J; COLLIN, M. A proposed index for aquifer water-quality assessment: the case of Israel's Sharon region. *Journal of Environmental Management*, v.54, n.2, p.131-142, 1998.
- MENEZES, J. M; PRADO, R. B; SILVA JÚNIOR, G. C. DA; SANTOS, R. T. DOS. Índice de Qualidade de Água Subterrânea. In: WORLD WATER CONGRESS, 14., 2011, Porto de Galinhas. Editora: International Water Resources Association, 2011, 20p.
- MONTENEGRO S. M. G. L; CABRAL J. J. S. P; PAIVA A. L. R; MONTENEGRO A. A. A; DEMETRIO J.

- G. A.; CAVALCANTI G. L. Águas subterrâneas na zona costeira da Planície do Recife (PE): Evolução da salinização e perspectivas de gerenciamento. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.14, n.3, p.81-93, 2009.
- NOBRE, R. C. M; FILHO, O. C. R; MANSUR, W. J; NOBRE M. M. M.; COSENZA, C. A. N. Groundwater vulnerability and risk mapping using GIS, modeling and a fuzzy logic tool. *Journal of Contaminant Hydrology*, v.94, n.3-4, p.277-292, 2007.
- NOBRE, R. C. M; NOBRE M. M. M.; MANSUR, W. J. Mapeamento do índice de perigo ao consumo de águas subterrâneas vulneráveis à contaminação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 13, n.2, p. 101-111, 2008.
- OLIVEIRA I. B; NEGRÃO, F. I; SILVA, A. G. L. S. Mapeamento dos aquíferos do estado da Bahia utilizando o índice de qualidade natural das águas subterrâneas – IQNAS. *Águas Subterrâneas*, v.21, n.1, p.123-137, 2007.
- PDRH – Plano Diretor de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Gramame. SEMARH/SCIENTEC, 2000.
- PIUS, A; JEROME, C; SHARMA, N. Evaluation of groundwater quality in and around Peenya industrial area of Bangalore, South India using GIS techniques. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 184, n.7, p.4067-4077, 2012.
- RAJANKAR, P. N; TAMBekar, D. H; WATER, S. T. Groundwater quality and water quality index at Bhandara District. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 179, n.1-4, p.619-625, 2011.
- RAMAKRISHNAIAH, C. R; SADASHIVAIAH, C; RANGANNA, G. Assessment of Water Quality Index for the Groundwater in Tumkur Taluk, Karnataka State, India. *E-Journal of Chemistry*, v.6, n.2, p.523-530, 2009.
- SANTOS, J. M. M. *Índice de Qualidade de Água Subterrânea Aplicado em Área de Aquíferos Cristalinos Com Uso Agrícola: Bacia do Rio São Domingos – Rj*. 2009. 189f. Tese (Doutorado em Ciências – Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) / Programa de Pós Graduação em Geologia (PPGI). Rio de Janeiro, 2009.
- SANTOS, M. G. dos; PEREIRA, S. Y. Método AVI (Aquifer Vulnerability Index) para a classificação da vulnerabilidade das águas subterrâneas na região de Campos dos Goytacazes, Rio de Janeiro. *Engenharia Sanitária e Ambiental*, v. 16, n.3, p. 281-290, 2011.
- SHANKAR, B. S; SANJEEV, L. *Assessment of Water Quality Index for the Groundwater of an Industrial Area In Bangalore, India*. *Environmental Engineering Science*, v.25, n.6, p. 911-916, 2008.
- SINGH, C. K; SHASHTRI, S; MUKHERKEE, S; KUMARI, R; AVATAR, R; SINGH, A; SINGH, R. P. Application of GWQI to assess effect of land use change on groundwater quality in lower Shiwaliks of Punjab: Remote sensing and GIS based approach. *Water Resources Management*, v.25, n.7, p. 1881-1898, 2011.
- SIVASANKAR, V; RAMACHANDRAMOORTHY, T; CHANDRAMOHAN, A. Deterioration of coastal groundwater quality in Island and mainland regions of Ramanathapuram District, Southern India. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 184, n.4, 2012.
- STADLER, S; TALMA, A. S; TREDoux, G; WRABEL, J. Identification of sources and infiltration regimes of nitrate in the semi-arid Kalahari: Regional differences and implications for groundwater management. *Water SA*, v. 38, n. 2, p. 213-224, 2012
- STIGTER, T.Y.; RIBEIRO,L.; CARVALHO DILL, A.M.M.. Application of a groundwater quality index as an assessment and communication tool in agro-environmental policies – Two Portuguese case studies. *Journal of Hydrology*, v.327, n. 3-4, p.578-591, 2005.
- TARGINO, D. F. *Análise espaço-temporal da qualidade da água subterrânea da bacia do rio Gramame/PB*. 2012. Dissertação (Mestrado em Engenharia Urbana e Ambiental) – Universidade Federal da Paraíba (UFPB). Paraíba, 2012.
- VAN STEMPVOORT, D; EWERT, L; WASSENAAR, L. *AVI: A Method for Groundwater Protection Mapping in the Prairie Provinces of Canada*. PPWD pilot project, Sept. 1991 - March 1992. Groundwater and Contaminants Project, Environmental Sciences Division, National Hydrology Research Institute, Saskatoon, 1992.
- VASANTHAVIGAR, M; SRINIVASAMOORTHY, K; VIJAYARAGAVAN, K; RAJIV GANTHI, R; CHIDAMBARAM, S; ANANDHAN, P; MANIVA-

NNAN, R; VASUDEVAN, S. Application of water quality index for groundwater quality assessment: Thirumanimuttar sub-basin, Tamilnadu, India. *Environmental Monitoring and Assessment*, v.171, n.1-4, p.595-609, 2010.

WHO – World Health Organization. *Protecting groundwater for health – Managing the quality of drinking water sources*. 2006, 155p.

YIDANA, S. M; YIDANA, A. Assessing water quality using water quality index and multivariate analysis. *Environmental Earth Sciences*, v.59, n.7, p. 1461-1473, 2010.

Integrated Evaluation Of Groundwater Quality In A Representative Coastal Watershed Of Northeast Brazil

ABSTRACT

Qualitative monitoring of groundwater is undoubtedly important due to its increasing exploration for multiple uses. In this scenario, the use of groundwater quality indexes (GQIs) is a very useful tool for characterization and qualification of this source of water. This paper presents the application of three groundwater quality indexes, with different methods, on water samples from eighteen wells located in the Gramame watershed unconfined aquifer system, in northeastern Brazil. Groundwater Natural Quality Index (GNQI) investigates how hydrogeological units reflect on the groundwater, the Index of Aquifer Water Quality (IAWQ) identifies the relationship between quality and vulnerability of aquifer and the Index of Relative Quality (IRQ) characterizes and ranks the aquifer water quality potential. All the GWIs classify the groundwater quality as acceptable. Their highest values have coincided in areas where the higher nitrate concentrations were detected in the qualitative monitoring. Comparing the groundwater quality index maps and risk of contamination map generated by modified DRASTIC method, there are consistencies, with some unique cases of unconformity, justified by intense pollution activity or by water intake in a part of the aquifer where contaminants are not retained, or by the choice of map scale for work.

Keywords: *Aquifer water. Monitoring, Quality index. Modified DRASTIC method.*

A Importância da Caracterização da Corrente para a Correta Determinação do Comprimento e da Altura das Ondas. Parte 2: Pressão Dinâmica

Andrea Moragas Dias* e Claudio F. Neves*

neves@peno.coppe.ufrj.br

Recebido: 06/02/13 - revisado: 26/05/13 - aceito: 24/06/13

RESUMO

Medições de ondas com base em sensores de pressão geralmente não identificam a presença de correntes ou apenas medem a velocidade em um ponto. Expressões semi-empíricas para funções de transferência entre pressão e elevação da superfície livre são apresentadas na literatura, que também não consideram a velocidade da corrente. O artigo procura quantificar os erros na determinação da altura e do comprimento da onda utilizando a Teoria da Função de Corrente de Dean, para calcular os valores de pressão sob a crista e sob o cavado, comparando-os com aqueles obtidos na ausência de corrente. Resultados da Teoria Linear também são apresentados para quatro tipos de perfis de correntes: uniforme, com vorticidade constante, exponencial e coseno.

Os resultados são apresentados em função dos seguintes parâmetros: o número de Froude, referido ao valor da corrente na superfície; a razão entre a profundidade local e o valor do comprimento de onda em águas profundas pela Teoria Linear na ausência de corrente; e a vorticidade adimensionalizada pela frequência da onda para um observador fixo. Foram estudados ao todo 240 casos, combinações de profundidades (5, 10 e 20 m), altura (1, 2, 3 e 4 m), período (6, 7, 8, 9 e 10 s) e velocidades de correntes superficiais (0,5, 1,0, 1,5 e 2,0 m/s). Para os casos estudados, os valores da pressão dinâmica podem diferir de 20% a 100%.

Palavras-chave: Ondas. Vorticidade. Interação onda-corrente. Teoria não linear. Pressão dinâmica.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho é o segundo de uma série de quatro artigos que têm por objetivo demonstrar a importância de medições de perfis de correntes simultaneamente a medições de ondas, através da quantificação dos erros cometidos na determinação de grandezas cinemáticas e dinâmicas das ondas quando se despreza a presença de uma corrente subjacente. Neste trabalho serão discutidos os aspectos referentes à pressão sob a crista e sob o cavado, a função de transferência de pressão para elevação da superfície livre (função de resposta de pressão) e a importância da inclusão da correta expressão da relação de dispersão. A primeira parte tratou exclusivamente da equação de dispersão. A terceira parte será dedicada à aceleração e ao campo de velocidades orbitais e a quarta parte abordará, finalmente, as propriedades não lineares (energia, tensão de radiação, nível médio) e a conservação da ação da onda.

Na primeira parte (Neves e Dias, 2013), foi apresentada a formulação matemática para o escoamento combinado onda e corrente num plano vertical (2DV), para um referencial que se desloca-se com a celeridade da onda. Nestas coordenadas, o escoamento passa a ser permanente. A formulação proposta, em termo da função de corrente ψ permite a inclusão da vorticidade para a corrente subjacente, ao contrário da formulação mais encontrada na literatura em termos do potencial de velocidades.

A função de corrente satisfaz então o seguinte problema de valor de contorno:

$$-\psi_{xx} - \psi_{zz} = f(\psi) \quad \text{em } -\infty < x < \infty, -h < z < \eta(x) \quad (1)$$

$$\psi(x, -h) = 0 \quad (2)$$

$$\psi(x, \eta) = \psi_\eta = \text{constante} \quad (3)$$

$$gz + \frac{1}{2}(\psi_x^2 + \psi_z^2) + \int_0^{\psi} f(\psi) d\psi = Q \quad \text{em } z = \eta(x) \quad (4)$$

onde $\eta(x)$ define a posição da superfície livre (periódica no espaço), Q é a constante de Bernoulli, f é

*Programa de Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ

uma função arbitrária que fornece a distribuição de vorticidade em função das linhas de corrente, h é a profundidade local e g é a aceleração da gravidade. Obtém-se a pressão dinâmica em qualquer ponto do fluido, com coordenadas (x,z) , através da equação de Bernoulli modificada:

$$\frac{p}{\rho} + gz + \frac{1}{2}(\psi_x^2 + \psi_z^2) + \int_0^{\psi_*} f(s) ds = Q \quad (5)$$

onde ψ_* corresponde à linha de corrente que contém o ponto desejado. Esta equação é válida para fluidos invíscidos, escoamentos permanentes e inclui um termo relacionado à distribuição de vorticidade. A equação integrada da quantidade de movimento, na presença de vorticidade, exprime-se

$$\nabla \left(\frac{1}{2} \bar{u} \cdot \bar{u} + \frac{p}{\rho} + gz \right) = \bar{u} \times \bar{\Omega} \quad (6)$$

onde \bar{u} é o vetor velocidade total, $\bar{\Omega}$ é o vetor vorticidade, p é a pressão, ρ é a massa específica da água do mar, g é a aceleração da gravidade, e z é a cota em relação ao nível médio. Observe-se que o segundo membro da equação (6) representa um aumento no campo de aceleração do escoamento combinado, perpendicular à velocidade em cada ponto do escoamento, e surge apenas na presença de vorticidade. No caso de escoamentos bidimensionais, este termo representa uma contribuição centrífuga, oposta à aceleração local.

Sensores que registram pressão subsuperficial simultaneamente a medições de velocidade ou do perfil de velocidade acima do instrumento têm sido muito utilizados recentemente, em substituição a instrumentos que mediam apenas a pressão próxima ao fundo. A vantagem operacional deste tipo de equipamentos sobre outros (e.g. boias, *wave staff*) consiste no fato deles ficarem fora do alcance de embarcações e, aparentemente, mais seguros contra ações de vandalismo ou ação mais agressiva das ondas de tempestade (e.g. CHWANG e CHEN, 2003). Em algumas situações, dentro da zona de arrebatamento, os sensores de pressão podem até ficar enterrados na areia (e.g. RAUBENHEIMER et al. 1988). Nestes tipos de instrumentos utilizam-se funções de transferência para se determinar o deslocamento da superfície livre; tais funções dependem, entre outros fatores, da frequência das ondas conforme observado por um equipamento estático, da profundidade

local e da elevação do instrumento na coluna d'água.

Uma desvantagem dos instrumentos baseados em sensores de pressão absoluta, no entanto, é a variação da pressão atmosférica, a qual pode ocorrer na escala de alguns dias (maré meteorológica) ou em escala semidiurna (maré barométrica) defasada da maré oceânica. Como o instrumento é calibrado para um valor fixo de nível do mar, qualquer variação de pressão atmosférica é interpretada automaticamente como uma variação de profundidade, o que nem sempre corresponde à realidade. Uma forma de contornar este problema é o uso de equipamentos baseados em sensores diferenciais de pressão (e.g. BODGE, 1982).

Outro aspecto importante salientado por Sobey e Hughes (1999) é a diferença de qualidade que existe entre os dados de pressão e os de velocidade, no que se refere à precisão, à taxa de aquisição e ao amortecimento ao longo da vertical.

A função de transferência que relaciona as flutuações da pressão a variações na elevação da superfície da água é geralmente baseada na teoria linear de ondas, sem corrente. O presente trabalho propõe uma discussão mais aprofundada sobre as possíveis formas desta função de transferência para perfis selecionados de corrente. Utilizando a Teoria da Função de Corrente (DALRYMPLE 1973), com a introdução de uma corrente uniforme ou com vorticidade uniforme, calculam-se os valores da pressão sob a crista e sob o cavado, para valores dados de altura de onda, período em relação ao fundo (referencial fixo) e lâmina d'água. Conhecida a pressão e os demais parâmetros da onda, utiliza-se a função de transferência dada pela Teoria Linear e transforma-se o valor da pressão no fundo em uma expressão para a superfície livre hipotética. Compara-se então esta superfície livre hipotética com a superfície livre real fornecida pela Teoria da Função de Corrente, confrontando o valor da altura fornecido inicialmente com aquele calculado a partir da superfície livre hipotética (diferença de elevação entre crista e cavado).

A influência de correntes sobre o movimento das ondas e sobre seus parâmetros já se manifesta em primeira ordem, como é o caso do efeito Doppler. Portanto, pode ser equivocado atribuir, exclusivamente a não linearidades, as discrepâncias entre teoria e observação de pressões. Reciprocamente, existe uma influência da onda sobre a corrente, especialmente próximo à superfície livre, devido aos efeitos não lineares: não é tarefa trivial separar a deriva de Stokes (*Stokes drift*) da corrente que é medida em laboratório ou na natureza.

Apesar de haver o reconhecimento teórico destes problemas, pelo menos de forma qualitativa, as informações quantitativas ainda são poucas. Alguns trabalhos experimentais, porém, comprovam a importância da medição simultânea de ondas e correntes, como será visto a seguir (e.g. SMITH, 2002).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Estudos Experimentais

Encontrar locais na natureza que ofereçam condições satisfatórias para o estudo da interação entre ondas e correntes é muito difícil (LIU et al. 1989). Frequentemente, a morfologia do fundo domina a transformação das ondas, ou a distribuição horizontal das correntes é demasiadamente complexa, ou a arrebentação das ondas gera tanta turbulência que impede a particularização de um determinado efeito (no caso, a influência da corrente sobre a dinâmica da onda). Além disso, a interação entre ondas e correntes pode ser qualificada em interação “forte”, que acontece em intervalos de tempo ou distâncias da ordem de um período ou de um comprimento de onda, respectivamente, e em interação “fraca” que ocorre em escalas de terceira ordem na esbeltez da onda, $(KH)^3$, vezes a celeridade da onda, o que significa que são mudanças muito sutis para serem identificadas em laboratório ou que ocorrem em distâncias muito longas na natureza.

Lai et al. (1989) atribuíram a falta de observações, que suportassem as previsões dos estudos teóricos sobre interação entre ondas e correntes, à dificuldade em realizar medições simultâneas, no tempo e no espaço, do escoamento (ou como mencionam os autores, no domínio da frequência e do número de onda). Tal comentário ainda é pertinente, pois mesmo que se disponha atualmente de perfiladores acústicos de velocidade, seria necessário medir vários perfis simultaneamente, eventualmente associando a medições de radar ou a monitoramento por vídeo para caracterizar a superfície livre.

Estudos em laboratório são igualmente difíceis de serem conduzidos. Em canal de ondas, existe o problema da circulação da água e a necessidade de evitar um eventual bloqueio da corrente pelo gerador de onda (e.g. van HOF TEN; KARAKI, 1970; SKYNER; EASSON, 1992; SWAN; JAMES, 1998). Além disso, existem outros fatores práticos: a dificuldade intrínseca de manter um escoamento turbulento razoavelmente uniforme e estacionário através de uma seção transversal do canal; os efeitos da reflexão da onda na extremidade do canal (e.g.

SWAN, 1990); e a dissipação de energia do escoamento. Em bacia de ondas, as condições de ensaio não são menos desafiadoras, existe a possibilidade de formação de escoamentos secundários e dificilmente consegue-se manter a direção da corrente ao longo dos ensaios (e.g. DALRYMPLE; HEIDEMANM, 1989).

Portanto, seja na natureza, seja em laboratório, o estudo da interação de ondas com correntes constitui desafio considerável em termos operacionais, tecnológicos e científicos. Relatam-se a seguir trabalhos que utilizaram sensores de pressão para estimar alturas de onda e eventuais comparações com medições diretas da superfície livre.

Gabriel e Hedges (1986), realizando experimentos em canal de ondas, determinaram o espectro da elevação da superfície a partir de pressões registradas sob ondas irregulares deslocando-se numa corrente contrária. Demonstraram que o efeito Doppler deveria ser considerado quando os espectros de elevação da superfície fossem determinados a partir de medições de pressão feitas em presença de correntes, particularmente quando o transdutor de pressão fosse colocado próximo ao fundo.

O canal de ondas media 15,25 m de comprimento e foi construído de maneira que as ondas fossem geradas em águas calmas e então se propagassem para uma região com um escoamento direcionado em sentido oposto ao da onda. A praia era permeável, composta por uma rampa de madeira com inclinação de 1:6, perfurada a espaços regulares e coberta por uma camada de material emborrachado. A profundidade no trecho de medição era constante e igual a 0,45 m. Transdutores em miniatura foram usados para medir a pressão subsuperficial em três pontos. Um sensor de onda resistivo foi usado para medir os deslocamentos de superfície livre no mesmo plano vertical dos transdutores de pressão, a uma distância de 8,5 m do batedor de ondas.

O método de superposição de ondas foi usado para gerar o sinal de controle digital para o batedor. A condição de onda desejada, para a seção de água calma do canal, era o espectro de equilíbrio de Pierson-Moskowitz válido para uma faixa de frequências entre 3,5 e 20 rad/s.

A distribuição de corrente no canal foi medida com o auxílio de sensores eletromagnéticos e, no local das medições, mostrou não ser uniforme, com variações no campo de velocidade que aumentavam em direção à área de escape da água para as bombas. A corrente média foi calculada a partir de um conjunto das medições efetuadas entre a área de escape e os transdutores de pressão. As medições de

vazão foram feitas em intervalos de amostragem de 30 s a diferentes distâncias do batedor e em diferentes pontos dentro da área de escape. Os ensaios foram realizados em três etapas: medição de ondas em águas calmas, ondas em presença de corrente contrária e apenas na presença de corrente.

O espectro de altura de onda ($S_{\eta\eta}$) é obtido a partir do espectro de pressão (S_{pp}) através da relação

$$S_{\eta\eta} = N^2 S_{pp} \quad (7)$$

onde N é o fator de resposta de pressão. O objetivo era determinar a validade da utilização de fatores de correção, N , para águas calmas em situações onde existissem correntes.

Uma série de testes com ondas regulares demonstrou que o fator de correção para a pressão, N , decrescia com o aumento do número de onda (k). Observou-se também que, para um dado valor de kh , as ondas com menores alturas tendiam a ter os maiores valores de N e que os transdutores mais profundos forneciam os menores valores para N .

Para ondas deslocando-se numa corrente com velocidade média de 0,23 m/s, foram comparados o espectro da superfície observado e aquele previsto a partir do registro de pressão. Em um caso, o efeito Doppler devido à corrente foi ignorado na determinação do número de onda (k) a partir da frequência observada (ω). No outro caso, o efeito Doppler foi considerado através da utilização da equação:

$$(\omega - kU)^2 = gk \tanh kh \quad (8)$$

onde U é a componente da velocidade da corrente na direção da propagação da onda e h é a profundidade local. Denomina-se *frequência intrínseca* da onda, σ , o valor da frequência em relação ao fluido em movimento, $\sigma = \omega - kU$.

Resultados demonstraram que a desconsideração do efeito Doppler subestimava consideravelmente o espectro de altura de onda ($S_{\eta\eta}$) para valores altos de frequência do espectro (20 rad/s). Os erros mostraram-se maiores para os transdutores mais profundos. Entretanto, quando o efeito da corrente foi incluído, verificou-se um bom ajuste entre os espectros observado e previsto na faixa de alta frequência, ficando esse ajuste não tão bom nas proximidades do pico. A grande variação em N causada pela corrente foi atribuída por Gabriel e Hedges (1986) ao grande aumento na altura de onda que ocorre conforme a onda se desloca em direção

oposta ao escoamento. Da mesma forma que grandes erros ocorriam se a presença da corrente fosse ignorada, outros erros poderiam ocorrer se os fatores de correção empíricos selecionados não fossem representativos das condições da onda na presença de corrente.

Cummins e Swan (1994) conduziram ensaios em canal de ondas com 25m de comprimento, 0,30m de largura e 0,70m de profundidade, onde o perfil de corrente poderia ser obtido a partir da operação de um sistema com três tubulações, com descarga e tomada de água em níveis distintos, com vazões calibradas pelo operador até um valor máximo de 450 l/s, velocidades de 0,20 m/s (perfil uniforme) até 0,60 m/s (cisalhamento forte). Os autores ensaiaram ondas monocromáticas e irregulares.

Sobey e Hughes (1999) analisaram os dados de pressão e de velocidade registrados por equipamentos tipo PUV em duas situações: na foz do rio Columbia, na costa noroeste dos EUA, em profundidade de 17,6m, sendo o instrumento posicionado 0,8m acima do fundo, e na plataforma Edith, 9km ao largo da costa da Califórnia, em local de profundidade 46m, sendo o instrumento posicionado a 7,4m abaixo da superfície. Estes autores desenvolveram um método novo de análise, que será discutido mais detalhadamente na Parte 3 desta série de trabalhos, após apresentação dos aspectos cinemáticos.

Wolf e Prandle (1999) relataram a influência das ondas sobre as correntes de maré, e vice-versa, especialmente em função do ângulo relativo entre a propagação da onda e a corrente. No caso de haver a incidência de vento, deveria ser identificada a velocidade relativa entre o vento e a água em movimento, como fator determinante para a geração de ondas. Alertaram esses autores sobre a necessidade de se identificar a frequência intrínseca da onda, mais importante do que a frequência absoluta (ou seja, aquela registrada por um observador fixo em relação ao fundo do mar).

Smith (2002) relatou resultados do estudo realizado na baía Willapa, na costa sudoeste do estado de Washington, EUA, onde uma bóia de superfície, um sensor de pressão no fundo, um correntômetro acústico (ADV) e um perfilador acústico (ADCP) foram instalados. Para valores de corrente entre 0,9 e 1,4 m/s, em lâmina d'água de 10m, a autora relatou erros de 13% a 18% na estimativa da altura da onda caso a corrente fosse desprezada; quando as informações do ADCP (velocidade média no perfil) ou do ADV (velocidade próximo ao fundo) foram incluídas, os erros reduziram a 4% e 8%, respectivamente. Em relação ao espectro obtido pela boia (suposto como verdadeiro), a correção a partir

dos correntômetros subestimou a altura na vazante (onda e corrente em sentidos opostos) e superestimou na enchente (onda e corrente no mesmo sentido).

Chwang e Chen (2003) relataram o monitoramento de ondas geradas por embarcações no interior do Porto Victoria, em Hong-Kong, onde foram instalados 6 equipamentos do tipo PUV (S4ADW) em 17 estações e 1 equipamento do tipo *wave rider* em local externo ao porto. Os autores descrevem detalhadamente as rotinas de medição e as estruturas de apoio para fundeio dos instrumentos. O estudo objetivava caracterizar a reflexão múltipla existente no interior do recinto portuário, que provocava um estado de agitação com padrão espacial irregular, de curto período (comparado com o das ondas geradas por vento, externas ao porto) e ondas muito esbeltas. As expressões das funções de resposta para pressão e para velocidade são apresentadas pelos autores, todas baseadas na Teoria Linear, aparentemente sem levar em consideração o efeito Doppler na equação de dispersão.

Estudos Teóricos e Numéricos

Muitas teorias numéricas foram desenvolvidas para descrever a superposição de ondas e correntes, baseadas no potencial de velocidades, pois supunham o escoamento irrotacional. A Teoria da Função de Corrente desenvolvida por Dean (1965) foi estendida por Dalrymple (1973, 1974) para incluir uma corrente com vorticidade constante em duas camadas (denominada “corrente bilinear” pelo autor), o que representava um aspecto inovador. Dalrymple e Cox (1976) aplicaram a mesma metodologia (modelo numérico tipo Galerkin sujeito à minimização do erro médio quadrático na condição de contorno dinâmica na superfície livre) ao caso de ondas periódicas e simétricas, propagando-se em escoamento rotacional onde a corrente pode ser representada como cosseno trigonométrico ou hiperbólico, dependendo de um sinal na equação governante ser positivo ou negativo. Neves (1987) utilizou a mesma metodologia original de Dean e propôs uma solução formal das equações não lineares do movimento, periódica no espaço, através de dedução analítica em que aplicava o método de separação de variáveis à equação de vorticidade bidimensional, para uma distribuição $f(\Psi) = (a + b \log \Psi) \Psi$.

Mais adiante neste trabalho apresenta-se em detalhe a metodologia da Teoria da Função de Corrente, cujos parâmetros livres são a altura, o período,

a profundidade, a corrente no fundo e a vorticidade (constante). Demonstrar-se-á como todas as propriedades cinemáticas e dinâmicas das ondas são afetadas pela presença de correntes, especialmente pela vorticidade. Correntes favoráveis aumentam as velocidades horizontais sob a crista da onda, o comprimento de onda e a redução da esbeltez, enquanto que correntes contrárias possuem efeitos opostos.

Kishida e Sobey (1988) apresentam um modelo de Stokes de terceira ordem no parâmetro $(kH/2)$, para a função de corrente. Os autores compararam os resultados para número de onda, velocidade, aceleração, pressão e energia com aqueles obtidos pela Teoria de Stokes sem corrente e pela Teoria Linear. Concluíram que a vorticidade, nos valores usuais de interesse prático em engenharia pouco influenciava a solução. No entanto, estes autores trabalharam, a rigor, com valores muito baixos de vorticidade e, além disso, as situações para as quais uma teoria de terceira ordem seja válida ainda está distante das situações mais fortemente não lineares.

Swan (1992) desenvolveu um modelo teórico para explicar a dinâmica de um escoamento rotacional oscilatório, resultante da superposição de uma onda irrotacional com uma corrente fortemente rotacional. Ele concluiu que uma componente adicional aparece em segunda ordem na esbeltez da onda, $(kH)^2$, relacionada diretamente à distribuição de vorticidade, termo que não é previsto na expansão clássica de Stokes para ondas irrotacionais. Em resumo, o escoamento oscilatório na presença de correntes com forte cisalhamento não poderia ser previsto por uma solução irrotacional, como por exemplo, resultante de uma corrente “equivalente”, de magnitude igual ao valor médio na vertical, conforme proposto por Hedges; Lee (1992).

Sobey e Hughes (1999) apresentaram um método numérico, também do tipo Galerkin, porém fundamentado numa expansão em série trigonométrica para o potencial de velocidades. As propriedades dinâmicas de um trem de ondas irregulares eram determinadas por um método de otimização, a partir de registros de pressão e de velocidade horizontal, conhecidas a profundidade e a corrente, que é considerada uniforme na vertical.

Rego (1999) desenvolveu um modelo rotacional de Boussinesq para a propagação da onda em profundidade variável, na presença de corrente, a favor ou contra, com vorticidade constante. A autora investigou situações de bloqueio das ondas pela corrente, a qual era intensificada pela redução gradual da lâmina d’água. Este trabalho comprovou teoricamente que a conjugação entre vorticidade e

declividade de fundo introduz termos adicionais nas expressões da velocidade e da pressão que não encontram equivalentes nas equações de Boussinesq conforme apresentadas por Peregrine (1976).

Olabarrieta et al. (2011) retomaram os estudos na baía de Willapa, alimentando um modelo numérico tridimensional, completamente acoplado, de circulação hidrodinâmica costeira, interação oceano-atmosfera-onda, transporte de sedimentos e evolução morfológica (COAWST). Os autores relataram diversos estudos que comprovaram a redução da altura da onda no caso de corrente e onda deslocarem-se no mesmo sentido e, ao contrário, um aumento significativo da altura da onda em caso de deslocamentos em sentidos opostos.

FORMULAÇÃO TEÓRICA

Aproximações lineares

Quatro exemplos de perfis de correntes foram considerados (Figura 1):

$$\text{Caso I: } -\psi_{xx} - \psi_{zz} = 0 \quad (9)$$

$$\text{Caso II: } -\psi_{xx} - \psi_{zz} = \Omega_0 \quad (10)$$

$$\text{Caso III: } -\psi_{xx} - \psi_{zz} = -\gamma^2 \psi \quad (11)$$

$$\text{Caso IV: } -\psi_{xx} - \psi_{zz} = \gamma^2 \psi \quad (12)$$

As soluções destas equações para a função de corrente ψ , considerando as condições de contorno indicadas pelas equações (1) a (4) para os problemas linearizados, são dadas pelas equações (21) a (25) na Parte 1 (NEVES e DIAS, 2013).

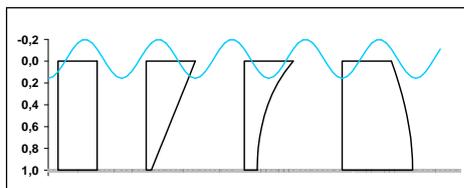


Figura 1- Perfil vertical de correntes para os casos I a IV, respectivamente, da esquerda para a direita.

Influência no Fator de Resposta de Pressão

Busca-se uma relação entre a pressão instantânea e a elevação da superfície livre através de uma expressão do tipo:

$$p(x, z, t) = -\rho g z + \rho g K_p(z, \omega) \eta(x, t) \quad (18)$$

onde a altura de onda é usualmente determinada com base na função de transferência, $K_p(z, \omega)$, deduzida a partir da teoria de ondas de pequena amplitude sem corrente (Teoria Linear):

$$K_p(z, \omega) = \frac{\cosh[k(z+h)]}{\cosh kh} \quad (19)$$

De acordo com Gabriel e Hedges (1987) tal expressão deveria ser preferencialmente utilizada no sentido espectral, em vez de ser usada onda a onda (instantaneamente), ou seja,

$$S_{pp} = K_p^2 S_{\eta\eta} \quad (20)$$

Supondo que estas expressões fossem válidas universalmente, ficaria logo evidente a importância do valor do comprimento de onda (equações 26, 28, 30 e 31 na Parte 1, (NEVES e DIAS, 2013)) no cálculo do fator de resposta de pressão conforme o perfil de velocidade da corrente subjacente. Na Parte 1 já se discutiu o erro cometido ao se calcular o comprimento de onda pela Teoria Linear sem corrente.

Os efeitos não lineares influenciam a estimativa da altura de ondas a partir de registros de pressão pois, a equação (18) subestima a elevação da crista e superestima-se a elevação do cavado. Por estes motivos, funções de transferência empíricas bem como procedimentos numéricos têm sido utilizados para a correção desses efeitos.

Entretanto, problema mais sério aparece quando existe uma corrente rotacional: não somente os efeitos lineares podem aumentar devido à ocorrência de vorticidade horizontal (isto é, cisalhamento no plano vertical), como também o efeito Doppler não pode ser desprezado (e.g. SWAN, 1990).

Para o Caso I, velocidade uniforme, a função de transferência entre a pressão dinâmica e a elevação da superfície livre, K_{1p} , possui a mesma forma analítica apresentada para o caso sem corrente,

$$K_{1p}(z, \omega) = \frac{\cosh[k(z+h)]}{\cosh kh} \quad (21)$$

embora o número de onda deva ser obtido através da equação de dispersão (8), que envolve a frequência intrínseca da onda, $\sigma = \omega - kU_0$,

Apesar das expressões algébricas da pressão dinâmica, para os casos da Teoria Linear sem cor-

rente e com corrente uniforme, serem similares, os valores podem ser significativamente diferentes devido à mudança da escala de tempo intrínseca do movimento. A Tabela 1 mostra os valores do fator de resposta da pressão, para um transdutor localizado no fundo ($z=h$), como função da profundidade relativa aparente (ω^2h/g) e do número de Froude da corrente à superfície ($U_s/(\omega h)$). A linha central dessa tabela corresponde ao caso sem corrente; deste modo, conhecendo uma situação particular da corrente, o período de onda e a profundidade, é possível obter o erro na estimativa da altura de onda, comparando-se o fator de resposta da pressão previsto com o valor da linha central (para a mesma profundidade relativa aparente).

A Figura 2 ilustra a influência da posição do sensor na coluna d'água no fator de correção espectral, ou seja, $K_{1p}^{-2}(\omega; z)$ para diferentes valores do número de Froude. Esta figura ilustra bem o efeito da corrente, quando se compara com o fator de resposta de pressão sem corrente.

Tabela 1 - Valores de $K_{1p}^{-1} = \cosh kh$ em função de $U_0/(\omega h)$ e ω^2h/g . Valores negativos de $U_0/(\omega h)$ representam onda propagando-se contra a corrente.

$U_0/(\omega h)$	ω^2h/g				
	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5
-0,20	1,4925	3,9838	-	-	-
-0,15	1,4325	2,7770	16,3113	-	-
-0,10	1,3847	2,2750	5,1450	22,9907	-
-0,09	1,3762	2,2068	4,6044	15,5282	160,6728
-0,08	1,3681	2,1454	4,1861	11,6248	59,3241
-0,07	1,3603	2,0897	3,8529	9,2722	32,6309
-0,06	1,3528	2,0391	3,5814	7,7191	21,4628
-0,05	1,3455	1,9929	3,3558	6,6264	15,6318
-0,04	1,3385	1,9504	3,1653	5,8206	12,1572
-0,03	1,3317	1,9112	3,0025	5,2043	9,8957
-0,02	1,3252	1,8750	2,8615	4,7192	8,3279
-0,01	1,3189	1,8414	2,7384	4,3284	7,1879
0,00	1,3128	1,8102	2,6299	4,0074	6,3279
0,01	1,3069	1,7810	2,5335	3,7393	5,6595
0,02	1,3012	1,7537	2,4474	3,5123	5,1273
0,03	1,2957	1,7282	2,3699	3,3178	4,6949
0,04	1,2904	1,7041	2,2998	3,1494	4,3375
0,05	1,2852	1,6815	2,2361	3,0023	4,0378
0,06	1,2801	1,6602	2,1780	2,8726	3,7833
0,07	1,2753	1,6400	2,1247	2,7576	3,5648
0,08	1,2705	1,6210	2,0757	2,6549	3,3753
0,09	1,2659	1,6029	2,0305	2,5627	3,2096
0,10	1,2614	1,5858	1,9886	2,4794	3,0635
0,15	1,2409	1,5116	1,8186	2,1609	2,5359
0,20	1,2229	1,4525	1,6946	1,9473	2,2084

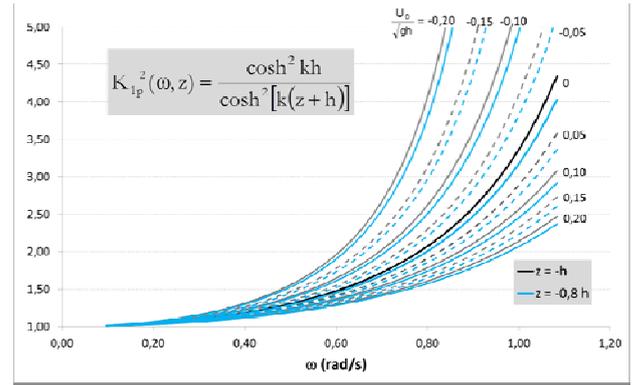


Figura 2 - Função de correção espectral de pressão para superfície livre. ω é a frequência aparente em relação a um observador fixo.

Por exemplo, para uma velocidade (uniforme) igual a 1m/s, período da onda igual a 8s, e profundidade igual a 8m, obtêm-se os parâmetro ω^2h/g igual a 0,50 e $U_s/(\omega h)$ igual a +/- 0,16, valendo o sinal negativo para onda se propagando em sentido contrário à corrente. Os valores de K_{1p} são respectivamente 1,237 (mesmo sentido) e 1,485 (sentidos opostos), ou seja um erro de 6% ou de -11,6% em relação ao valor sem corrente 1,313. Tal resultado é coerente com os resultados relatados por Smith (2002).

Para o caso em que ocorre uma corrente com vorticidade uniforme, Caso II, o fator de resposta da pressão, K_{2p} , torna-se

$$K_{2p}(z, \omega) = \left\{ 1 - \frac{(\omega - kU_s)^2}{gk \tanh kh} \right\} \frac{\sinh [k(z+h)]}{\sinh kh} + \frac{\omega - k[U_0 + \Omega_0(z+h)]}{\omega - kU_s + \Omega_0 \tanh kh} \frac{\cosh [k(z+h)]}{\cosh kh} \quad (22)$$

O primeiro termo só existe na presença de cisalhamento, anula-se no fundo, e aumenta em magnitude em direção à superfície; este efeito difere de outras teorias, e pode ser explicado como o excesso de aceleração vertical induzido pela vorticidade. A Tabela 2 e a Tabela 3 apresentam valores de K_{2p} no fundo, como função de $U_s/(\omega h)$, ω^2h/g , e do parâmetro de vorticidade, Ω_0/ω iguais a 0,1 e 0,2, respectivamente.

Tomando novamente um exemplo em que a velocidade na superfície é igual a 1m/s e no fundo é igual a 0,37m/s, período da onda igual a 8s, profundidade igual a 8m e parâmetro de vorticidade igual a 0,1, obtêm-se os parâmetro ω^2h/g igual a

0,50 e $U_s/(\omega h)$ igual a +/- 0,16, valendo o sinal negativo para onda se propagando em sentido contrário à corrente. Os valores de K_{2p} são respectivamente 1,247 (mesmo sentido) e 1,542 (sentidos opostos), ou seja um erro de 5% ou de -14,5% em relação ao valor sem corrente 1,313.

Na equação $-\nabla^2\psi = \pm \gamma^2\psi$, onde γ é um número real, distinguem-se dois casos, dependendo do sinal. Se for negativo, o perfil de velocidade da corrente terá a forma de função exponencial, enquanto que, se for positivo, a corrente possuirá distribuição em cosseno ao longo da profundidade. Definidas as condições de contorno usuais para o problema linearizado, obtêm-se duas famílias de soluções.

Tabela 2 - Fator de resposta de pressão, K_{2p} , no fundo.
 Parâmetro de vorticidade $\Omega_0/\omega = 0,1$.

$U_s/(\omega h)$	$\omega^2 h/g$				
	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5
-0,20	1,5503	4,8421	-	-	-
-0,15	1,4750	3,0312	24,6099	-	-
-0,10	1,4168	2,3941	5,6999	28,5106	-
-0,09	1,4066	2,3117	5,0213	18,1423	236,8287
-0,08	1,3969	2,2384	4,5094	13,1076	73,2221
-0,07	1,3877	2,1727	4,1098	10,2092	37,6262
-0,06	1,3788	2,1134	3,7894	8,3552	23,8518
-0,05	1,3702	2,0596	3,5270	7,0808	16,9708
-0,04	1,3620	2,0106	3,3082	6,1577	12,9872
-0,03	1,3541	1,9657	3,1229	5,4618	10,4470
-0,02	1,3465	1,9245	2,9641	4,9205	8,7127
-0,01	1,3392	1,8864	2,8264	4,4887	7,4668
0,00	1,3128	1,8102	2,6299	4,0074	6,3279
0,01	1,3253	1,8185	2,5995	3,8453	5,8181
0,02	1,3188	1,7881	2,5050	3,5999	5,2505
0,03	1,3124	1,7597	2,4204	3,3909	4,7919
0,04	1,3063	1,7331	2,3443	3,2107	4,4147
0,05	1,3004	1,7081	2,2754	3,0540	4,0998
0,06	1,2946	1,6847	2,2128	2,9165	3,8334
0,07	1,2891	1,6626	2,1556	2,7950	3,6054
0,08	1,2837	1,6418	2,1031	2,6868	3,4084
0,09	1,2785	1,6221	2,0549	2,5900	3,2365
0,10	1,2735	1,6035	2,0104	2,5027	3,0854
0,15	1,2504	1,5236	1,8309	2,1714	2,5427
0,20	1,2305	1,4606	1,7013	1,9513	2,2086

A primeira família de soluções, Caso III, aplica-se a um perfil vertical de corrente com decaimento exponencial a partir da superfície livre:

$$U(z) = (U_s - c) \frac{\cosh[\gamma(z+h)]}{\cosh \gamma h} \quad (23)$$

O fator de resposta de pressão, K_{3p} , é

$$K_{3p}(z, \omega) = \frac{\alpha \cosh[\gamma(z+h)] \cosh[\alpha(z+h)]}{\alpha \cosh \gamma h \cosh \alpha h + \gamma \sinh \gamma h \sinh \alpha h} + \frac{\gamma \sinh[\gamma(z+h)] \sinh[\alpha(z+h)]}{\alpha \cosh \gamma h \cosh \alpha h + \gamma \sinh \gamma h \sinh \alpha h} \quad (24)$$

onde $\alpha = \sqrt{\gamma^2 + k^2}$.

Tabela 3 - Fator de resposta de pressão, K_{2p} , no fundo.
 Parâmetro de vorticidade $\Omega_0/\omega = 0,2$.

$U_s/(\omega h)$	$\omega^2 h/g$				
	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5
-0,20	1,6232	6,2622	-	-	-
-0,15	1,5270	3,3583	43,8093	-	-
-0,10	1,4552	2,5360	6,3854	36,3761	-
-0,09	1,4429	2,4357	5,5242	21,5402	378,5027
-0,08	1,4313	2,3475	4,8922	14,9389	92,6253
-0,07	1,4201	2,2692	4,4097	11,3293	43,9642
-0,06	1,4095	2,1993	4,0296	9,0989	26,7394
-0,05	1,3994	2,1364	3,7229	7,6036	18,5430
-0,04	1,3896	2,0796	3,4703	6,5410	13,9435
-0,03	1,3803	2,0279	3,2588	5,7520	11,0740
-0,02	1,3714	1,9807	3,0791	5,1458	9,1466
-0,01	1,3628	1,9374	2,9246	4,6672	7,7793
0,00	1,3128	1,8102	2,6299	4,0074	6,3279
0,01	1,3467	1,8608	2,6728	3,9625	5,9948
0,02	1,3391	1,8267	2,5688	3,6967	5,3875
0,03	1,3318	1,7950	2,4763	3,4715	4,8998
0,04	1,3248	1,7655	2,3934	3,2784	4,5008
0,05	1,3180	1,7379	2,3187	3,1112	4,1692
0,06	1,3114	1,7121	2,2511	2,9651	3,8897
0,07	1,3051	1,6878	2,1896	2,8364	3,6513
0,08	1,2990	1,6650	2,1334	2,7223	3,4460
0,09	1,2931	1,6436	2,0819	2,6204	3,2674
0,10	1,2874	1,6233	2,0345	2,5289	3,1108
0,15	1,2614	1,5370	1,8447	2,1837	2,5516
0,20	1,2392	1,4697	1,7090	1,9565	2,2102

Observe que a expressão (24) reduz-se à forma usual da teoria linear, sem corrente, no limite quando γ tende a zero. Este seria o caso, por exemplo, de uma corrente gerada por vento sobre a superfície, com forte cisalhamento.

Para a segunda família de soluções, Caso IV, correspondendo à equação governante $-\nabla^2\psi = \gamma^2\psi$, o perfil da corrente é dado pela expressão

$$U(z) = (U_s - c) \frac{\cos[\gamma(z+h)]}{\cos\gamma h} \quad (25)$$

e o fator de resposta de pressão, K_{4p} , é:

$$K_{4p}(z, \omega) = \begin{cases} \frac{\beta h \cos[\gamma(z+h)] \cos[\beta(z+h)]}{\beta h \cos \gamma h \cos \beta h - \gamma h \operatorname{sen} \gamma h \operatorname{sen} \beta h} - \frac{\gamma h \operatorname{sen}[\gamma(z+h)] \operatorname{sen}[\beta(z+h)]}{\beta h \cos \gamma h \cos \beta h - \gamma h \operatorname{sen} \gamma h \operatorname{sen} \beta h} & , \text{ se } k^2 < \gamma^2 \\ \frac{\cos[\gamma(z+h)] - \gamma[(z+h)] \operatorname{sen} \gamma[(z+h)]}{\beta h \cos \gamma h \cos \beta h - \gamma h \operatorname{sen} \gamma h \operatorname{sen} \beta h} & , \text{ se } k^2 = \gamma^2 \\ \frac{\cos \gamma h - \gamma h \operatorname{sen} \gamma h}{\beta h \cos[\gamma(z+h)] \cosh[\beta(z+h)]} - \frac{\gamma h \operatorname{sen}[\gamma(z+h)] \operatorname{senh}[\beta(z+h)]}{\beta h \cosh \gamma h \cosh \beta h - \gamma h \operatorname{sen} \gamma h \operatorname{senh} \beta h} & , \text{ se } k^2 > \gamma^2 \end{cases} \quad (26)$$

onde $\beta = \sqrt{|\gamma^2 - k^2|}$.

A Figura 3 apresenta uma comparação entre os valores de K_{np} para uma situação específica de onda e corrente. Observa-se claramente quão importante é a precisa definição do perfil de velocidade (e de vorticidade, também) para a correta estimativa da superfície livre a partir do registro de pressão.

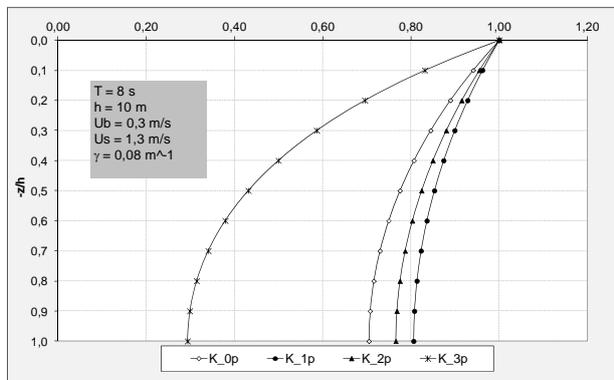


Figura 3 - Fator resposta de pressão para os Casos I a IV.

Teoria da Função de Corrente

Segundo o modelo de Dean (1965), desenvolvido para ondas irrotacionais, a solução do problema não-linear era expressa numa série de funções que satisfaria de forma exata a equação governante no domínio do fluido, a condição de contorno no fundo e a condição de contorno cinemática na superfície livre. Os coeficientes não conhecidos

da série eram determinados através de um processo de minimização do erro médio quadrático na condição de contorno dinâmica da superfície livre. Em sua formulação original, Dean usou a constante de Bernoulli como parâmetro de convergência, deixando livre o ajuste da altura de onda através de aproximações sucessivas. Dalrymple (1973) aprimorou o método introduzindo duas expressões condicionantes na função objetivo a ser minimizada: (1) o nível médio d'água seria nulo (de modo a garantir que a profundidade estabelecida pelo usuário fosse respeitada) e (2) a diferença entre os valores de η na crista e no cavado seria igual à altura de onda estabelecida. O problema de minimização condicionada foi resolvido com o método de multiplicadores de Lagrange.

O presente trabalho restringe-se ao problema de valor de contorno constituído pela equação governante para vorticidade constante, no caso a equação de Poisson:

$$-\nabla^2 \psi = \Omega_0 \quad (27)$$

e pelas condições de contorno no fundo e na superfície livre dadas pelas expressões (2) a (4). Os eixos coordenados são colocados no nível d'água médio. A direção horizontal positiva indica a propagação da onda em relação ao fluido.

Como resultado da linearidade da equação governante (27), um perfil de corrente variando linearmente pode ser superposto a um campo de onda irrotacional, resultando na solução para função de corrente igual a:

$$\psi(x, z) = -(U_0 - c)(z+h) - \frac{1}{2} \Omega_0 (z+h)^2 - \sum_{n=1}^{NN} \frac{X_n}{n} \operatorname{senh}[nk(z+h)] \cos nkx \quad (28)$$

Esta solução, proposta por Neves (1987), é uma pequena modificação daquela proposta por Dalrymple (1973), pois inclui a divisão por n do termo geral do somatório no segundo membro da equação, o que produz melhores resultados numéricos em ordens mais elevadas. Na expressão (28), as incógnitas são os coeficientes X_n , o comprimento de onda L e o valor da função de corrente na superfície livre, ψ_η . A ordem NN da aproximação é de escolha livre pelo usuário.

Implicitamente admite-se que a forma da onda seja periódica no espaço e desloque-se sem alteração, o que é bem verificado para ondulações

de longo período propagando-se sobre correntes permanentes sem variações espaciais. Na natureza, porém, tais condições nem sempre são encontradas, pois o campo de correntes é espacialmente variável e, devido a efeitos não lineares de interação onda-onda e onda-corrente, pode haver uma lenta evolução da forma da onda.

A forma da expressão adotada para $\psi(x,z)$ satisfaz exatamente a equação diferencial governante e a condição de contorno no fundo. A condição de contorno cinemática na superfície livre é utilizada para obter a função η e as incógnitas são determinadas numericamente de modo que o erro médio quadrático na condição de contorno dinâmica da superfície livre seja minimizado, sujeito às restrições da altura (diferença entre as elevações na crista e no cavado pré-estabelecida) e do nível médio (valor médio da função η ser igual a zero).

Desde que o período, a altura de onda e a profundidade d'água sejam especificados, os parâmetros L (comprimento de onda), Q (constante de Bernoulli, equação (4)) e η (superfície livre), são determinados de modo que a função objetivo, E , seja minimizada:

$$E = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} (\hat{Q}(\theta) - \bar{Q})^2 d\theta + \lambda_1 \{\hat{\eta}(\pi) - \hat{\eta}(0) - 1\} + \lambda_2 \int_0^{\pi} \hat{\eta}(\theta) d\theta \quad (29)$$

onde são feitas as transformações para adimensionar as variáveis $\theta = 2\pi x/L$, $\hat{\eta} = \eta/H$ e $\hat{\psi} = \psi / (gHT)$. As constantes λ_1 e λ_2 são multiplicadores de Lagrange e a barra significa média ao longo do comprimento de onda.

A solução é alcançada por um procedimento iterativo. Os valores iniciais adotados para as diversas incógnitas são aqueles obtidos a partir da solução linearizada do problema. A cada iteração, a superfície livre é atualizada, em 10 pontos ao longo de meio comprimento de onda, pela condição de contorno cinemática da superfície livre e o novo valor da função objetivo é computado.

Novos valores das NN+4 incógnitas (NN coeficientes da função de corrente, L , ψ_η e os dois multiplicadores de Lagrange) são computados usando um método de mínimos quadrados não linear. A cada iteração, atualiza-se o valor da função objetivo para pequenos incrementos nos valores das incógnitas, ΔX_n ,

$$E^{j+1} = E^j + \sum_{n=1}^{NN+4} \left(\frac{\partial E}{\partial X_n} \right)^j \Delta X_n \quad (30)$$

O valor do mínimo da função objetivo na j -ésima iteração é obtido diferenciando-se em relação a ΔX_n , obtendo-se um sistema de NN+4 equações com NN+4 incógnitas:

$$\frac{\partial E^{j+1}}{\partial X_m} = \frac{\partial E^j}{\partial X_m} + \sum_{n=1}^{NN+4} \left(\frac{\partial^2 E}{\partial X_m \partial X_n} \right)^j \Delta X_n = 0 \quad (31)$$

para $m = 1, 2, \dots, NN+4$.

Atualiza-se então a expressão da função de corrente (28), calcula-se a nova posição da superfície livre, η . O processo termina quando a variação relativa do erro médio quadrático na condição de contorno dinâmica da superfície livre é considerada suficientemente pequena (10^{-5}).

RESULTADOS

Dias (1992) utilizou a Teoria da Função de Corrente para vorticidade constante, a fim de comparar os resultados previstos nas situações com e sem corrente, realizando um total de 240 testes para as seguintes combinações dos parâmetros de entrada:

1. profundidades de 5 m, 10 m, e 20 m;
2. alturas de onda de 1 m, 2 m, 3 m, e 4 m e períodos de 6 s, 7 s, 8 s, 9 s, e 10 s
3. correntes superficiais de 0,5 m/s, 1,0 m/s, 1,5 m/s, e 2,0 m/s.

Estas são condições representativas dos estados de mar na costa brasileira e são profundidades em que geralmente se instalam os sensores de pressão; elas estão apresentadas na Figura 4.

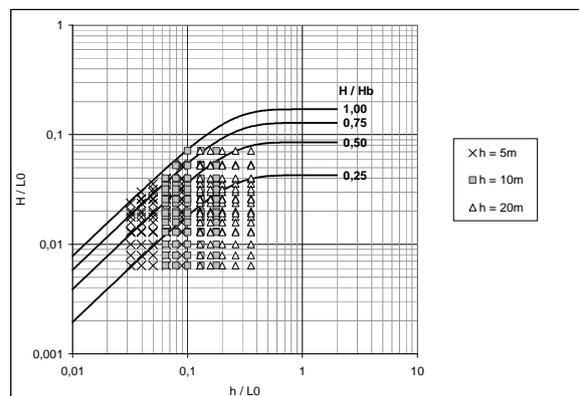


Figura 4 - Regiões de validade para os casos estudados. (adaptado de Dean, 1974)

A análise do erro nos valores de pressão sob a crista e sob o cavado, considerando as situações com e sem velocidade, baseou-se na expressão:

$$\frac{p(U = 0) - p(U \neq 0)}{p(U \neq 0)} \quad (32)$$

Utilizou-se o mesmo procedimento para cálculo dos valores de erro no comprimento de onda (Parte 1).

Dias (1992) concluiu que, ao inferir a altura de onda pela pressão sob a crista sem considerar a presença de corrente, incorre-se em erros que ora subestimam ora superestimam o valor da altura. Observa-se o mesmo problema no cálculo do comprimento de onda, o qual passa a ser influenciado também pela altura de onda, à medida que a onda se torne mais não linear.

Corrente uniforme

Quando a corrente é contrária à onda, o valor de pressão sob a crista é subestimado e, quando a corrente é favorável, ele é superestimado, em relação à situação sem corrente. Este resultado é coerente com as observações relatadas por Smith (2002), assim como pelos estudos teóricos e análise de dados experimentais relatados por Sobey; Hughes (1999).

A Tabela 4 ilustra alguns exemplos numéricos da influência sobre a pressão dinâmica. O aumento do período da onda de 6 s para 10 s, na condição de corrente contrária à onda, resultou na redução do erro nas estimativas da pressão sob a crista. No caso das ondas de menor altura (H = 1 m), os desvios provocados pela corrente sobre o valor de pressão sob a crista foram apenas ligeiramente maiores.

Na profundidade de 5 m, com a corrente se deslocando em sentido contrário à onda, diminuiu o valor da pressão sob o cavado para o período de 6 s; com o aumento do período, porém, ocorreu um aumento do valor da pressão (o que talvez possa ser explicado pela diminuição da profundidade relativa da onda); quando a corrente se desloca na mesma direção da onda, salvo o caso em que T = 6 s e H = 1 m, ocorreu sempre uma diminuição no valor da pressão no cavado.

Resultados para a profundidade de 10 m, no caso de corrente contrária, mostraram que, para as condições simuladas, os desvios na pressão sob a crista variaram na faixa de 21% a 100%, sendo que ondas de menor altura (H = 1 m) eram mais influ-

enciadas pela presença de uma corrente contrária do que ondas de maior altura (H = 3 m). Com a corrente favorável à onda, o erro situou-se na faixa de -20% a -11%.

Tabela 4 - Erros máximos para onda e corrente deslocando-se no mesmo sentido e em sentidos opostos. (A) pressão sob a crista; (B) pressão sob o cavado.

período		h	período	
6 s	10 s		6 s	10 s
80%	25%	5 m	-20%	-10%
175%	22%	10 m	-20%	-10%
950%	30%	20 m	-50%	-15%
sentidos opostos			mesmo sentido	

período		h	período	
6 s	10 s		6 s	10 s
60%	-22%	5 m	10%	23%
170%	13%	10 m	-20%	9%
950%	30%	20 m	-50%	-10%
sentidos opostos			mesmo sentido	

Para corrente contrária à onda, o valor da pressão sob o cavado da onda diminuiu em relação ao caso sem corrente, Tabela 4, para quase todas as alturas de onda estudadas, exceto nos casos T = 10 s e H = 4 m, e T = 10 s e H = 3 m.

Tais efeitos podem ser explicados pela variação da profundidade relativa (h/L) quando considerada a frequência intrínseca.

Em geral, ondas de menor altura foram mais influenciadas pela presença da corrente: quando corrente e onda têm mesmo sentido, a pressão sob o cavado foi superestimada para períodos menores (6 s e 7 s). Com o aumento do período (8 s a 10 s), porém, subestimou-se o valor de pressão sob o cavado para ondas de 3 e 4 m de altura, as quais passaram a ser mais influenciadas que as ondas menores.

Na profundidade de 20 m, observou-se que, se a corrente for contrária à onda, os valores de erro na pressão sob a crista foram mais influenciados (erro variando de 950% a 30%) pela presença de corrente no caso das ondas de menor altura (H = 1 m) do que no caso das de maior altura (H = 3 m, erro variando de 400% a 30%). Com a corrente favorável à onda, ocorreu o inverso: para H = 1 m o erro variou de -50% a -12% e para H = 3 m, variou de -50% a -14%.

Já no caso da pressão sob o cavado, ela foi subestimada para todas as alturas de onda com a corrente contrária à onda; quando a corrente era favorável à onda, o valor da pressão foi superestimado. Em geral, para ondas de menor altura, os valores de pressão sob o cavado foram mais influenciados pela corrente do que ondas de maior altura.

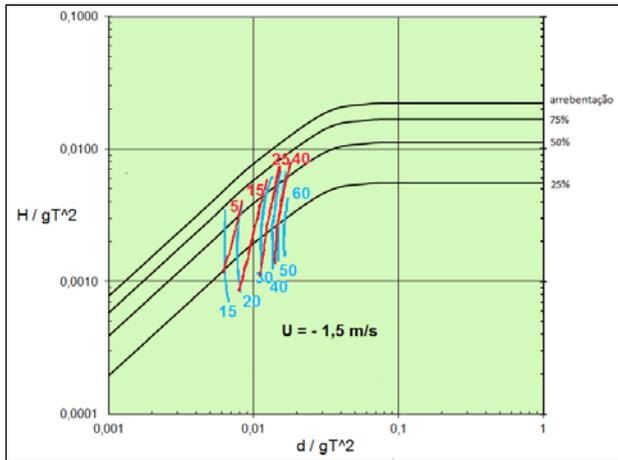


Figura 5 - Erro relativo nos valores de pressão sob a crista (azul) e sob o cavado (vermelho) para os casos estudados de (H, T, d) (Fig.3). Velocidade uniforme $U_0 = -1,5$ m/s.

A Figura 5 exemplifica o comportamento dos erros relativos percentuais encontrados nos valores de pressão sob a crista e sob o cavado em função dos parâmetros profundidade relativa (h/gT^2) e esbeltez (H/gT^2), para uma condição de corrente uniforme. Para todas as profundidades estudadas, observou-se um aumento no erro com o aumento da profundidade relativa e a diminuição da esbeltez da onda. A exceção ocorreu para os valores de pressão sob o cavado quando a profundidade era igual a 5 m: com o aumento da profundidade relativa e a diminuição da esbeltez da onda, o erro diminuiu.

Influência da vorticidade

O programa da Teoria da Função de Corrente foi executado para 4 casos de vorticidade constante ao longo da coluna d'água: $\pm 0,1 \text{ s}^{-1}$ e $\pm 0,2 \text{ s}^{-1}$. Os erros relativos percentuais foram tabelados por Dias (1992), que comparou o valor da pressão obtido com velocidade uniforme, com o valor obtido no caso de haver vorticidade, ou seja,

$$\frac{p(\Omega = 0) - p(\Omega \neq 0)}{p(\Omega \neq 0)} \quad (33)$$

Para vorticidade positiva e a onda propagando-se no mesmo sentido da corrente, observou-se que a pressão sob a crista e sob o cavado são menores que nos casos em que não havia vorticidade. Os erros na pressão sob a crista variaram de 0% a 5% para vorticidade de $0,1 \text{ s}^{-1}$ e de 0% a 14% para vorticidade de $0,2 \text{ s}^{-1}$, e os erros de pressão sob o cavado variaram de 0% a 8% para vorticidade de $0,1 \text{ s}^{-1}$ e de 0% a 20% para vorticidade de $0,2 \text{ s}^{-1}$.

Verificou-se que os erros na pressão sob a crista (0% a 13%) e sob o cavado (0% a 20%) eram ligeiramente maiores para ondas de menor período do que para ondas de maior período. No entanto, os erros na pressão aumentaram com a altura da onda: de 0% a 2% para 1% a 13% sob a crista e de 0% a 3% para 2% a 20% sob o cavado.

A seguir, comparam-se os resultados de corrente com vorticidade uniforme com aqueles obtidos no caso com corrente uniforme e de mesma intensidade na superfície; mesma comparação foi feita com os resultados obtidos no caso sem corrente. Fixada a altura, variou-se o período e, a seguir, fixado o período, variou-se a altura. Os valores de pressão sob a crista e sob o cavado foram menos superestimados em relação ao caso sem corrente do que no caso de corrente uniforme, tanto para os menores períodos quanto para as maiores alturas. Aparentemente, nos casos estudados, tudo se passa como se a presença de vorticidade constante fizesse com que os erros em relação ao caso sem corrente fossem menores do que no caso de uma corrente uniforme. Para as pressões na crista e no cavado, a maior variação em ondas de menor período deveu-se ao aumento da profundidade relativa pois em águas mais profundas, a atenuação da pressão é maior.

Para os casos de vorticidade negativa e onda propagando-se contra a corrente, observou-se que as pressões sob a crista e sob o cavado eram maiores do que nos casos em que não havia vorticidade (corrente uniforme). Os erros na pressão sob a crista variaram de 0% a -35% para vorticidade de $-0,1 \text{ s}^{-1}$ e de 0% a -15% para vorticidade de $-0,2 \text{ s}^{-1}$; os erros de pressão sob o cavado variaram de 0% a -35% para vorticidade de $-0,1 \text{ s}^{-1}$ e de 0% a -20% para vorticidade de $-0,2 \text{ s}^{-1}$.

Para os exemplos considerados, as ondas de menor período apresentaram erros na faixa de -3,5% a -1%, enquanto que as ondas de maior período apresentaram erros de 0% a -7% nos valores da pressão sob a crista. Mantido um valor de altura, as ondas de menor período sofreram uma redução dos valores de pressão, sob a crista e sob o cavado, menor em relação ao caso sem corrente do que em

relação ao caso de corrente uniforme. Para a pressão sob o cavado, as ondas de menor período apresentaram erros na faixa de 0% a -35%, enquanto que as de maior período apresentaram erros na faixa de 0% a -8%. Tal padrão está relacionado ao amortecimento da pressão ao longo da coluna d'água, que depende do número de onda (e consequentemente do período).

Mantido constante o período de onda, as ondas de menor altura tiveram uma diminuição dos valores de pressão sob a crista menor em relação ao caso sem corrente do que no caso de corrente uniforme, para as profundidades de 10m e 20 m; em profundidade de 5 m, as ondas de maior altura tiveram seus valores de pressão sob a crista menos diminuídos. Já para a pressão sob o cavado, em profundidade de 5 e de 10m, as ondas de maior altura apresentaram valores menores em relação ao caso sem corrente do que no caso em que a vorticidade é nula; em profundidade de 20 m, as ondas de menor altura apresentaram seus valores de pressão sob o cavado menos diminuídos. A inversão que ocorre no erro do valor de pressão sob a crista na profundidade de 5 m pode ser explicada pelo fato de que nessa profundidade a pressão medida pelo sensor é quase idêntica à pressão hidrostática, acarretando erros maiores em ondas mais altas.

Ondas de menor altura apresentaram erros maiores (-2% a -35%) que ondas de maior altura (-2% a -13%), na pressão sob a crista, exceto quando a profundidade era de 5 m; neste caso verificou-se uma inversão, com ondas de maior altura apresentando erros maiores (-3% a -6%) do que ondas de menor altura (-2% a -4%).

Na pressão sob o cavado, porém, ondas de maior altura apresentaram erros maiores (-4% a -19%) que as de menor altura (0% a -15%) em profundidade de 5 e 10 m; em profundidade de 20 m, no entanto, as ondas de menor altura apresentaram erros maiores (-7% a -35%) do que ondas mais altas (-7% a -15%).

DISCUSSÃO

A determinação precisa da altura da onda é condição indispensável para qualquer projeto de engenharia costeira. Por exemplo, para o dimensionamento estrutural, sabe-se que as forças provocadas pelas ondas são proporcionais a H^2 ; as equações utilizadas para cálculo do transporte de sedimentos são proporcionais a $H^{2,5}$; o peso dos blocos a serem utilizados em obras de enrocamento é proporcional

a H^3 . Em locais onde, *a priori*, tenha-se conhecimento da interação entre ondas e correntes, recomenda-se que sejam empreendidos esforços para quantificar com precisão a magnitude de tal interação, especialmente a refração induzida pelas correntes, assunto que será abordado na Parte 4 desta série de trabalhos. Medições de perfis verticais e das possíveis variações horizontais das velocidades de correntes, concomitantes a medições de ondas, permitiriam desenvolver formulações teóricas mais abrangentes e exatas para explicação e previsão do fenômeno, bem como otimizar as intervenções de engenharia.

A Tabela 5 apresenta valores teóricos para o erro na estimativa da altura de ondas a partir da pressão no fundo, comparando com os valores fornecidos pela Teoria da Função de Corrente. Neste caso admitiram-se duas situações: o perfil uniforme e uma corrente com vorticidade constante igual a $0,1 \text{ s}^{-1}$.

Tabela 5 - Erro percentual na estimativa de altura de onda em local com profundidade igual a 10 m se uma corrente for desprezada: Erro 1 - corrente uniforme de 1 m/s; Erro 2 - $U_0 = 1 \text{ m/s}$; $\Omega_0 = 0,1 \text{ s}^{-1}$.

T (s)	H (m)	U = 1 m/s		U = -1 m/s	
		Erro 1	Erro 2	Erro 1	Erro 2
7	1,0	11,0%	7,35%	-15,0%	-8,79%
	2,0	11,7%	8,22%	-13,6%	-7,72%
	3,0	12,8%	9,60%	-11,4%	-6,01%
	4,0	14,3%	11,4%	-8,6%	-3,74%
9	1,0	5,69%	3,62%	-7,55%	-3,97%
	2,0	6,16%	4,19%	-6,82%	-3,39%
	3,0	6,87%	5,06%	-5,66%	-2,47%
	4,0	7,75%	6,11%	-4,15%	-1,27%

Quanto menor for o período da onda, maior será o erro relativo na estimativa da altura. Quando a onda se propaga contra a corrente, a altura real é maior do que aquela estimada pela teoria linear sem corrente. Isto se explica porque, neste caso, o período intrínseco é menor do que o período aparente, como apresentado na Parte 1. Portanto, tudo se passa como se a onda se encontrasse em águas mais profundas (relativamente ao comprimento de onda), onde a atenuação da pressão é maior. Por outro lado, quanto menor for o período da onda, mais forte será o efeito da corrente sobre a propagação da onda.

Tais resultados são coerentes com as observações de Gabriel e Hedges (1986), que recomendam que a função de transferência de pressão seja adotada para o espectro (e.g. SMITH, 2002), em vez de adotar a correção ponto a ponto. No entanto, não se confirmou a recomendação daqueles autores em se adotar uma “corrente efetiva”, um valor médio constante na vertical, pois, ao contrário, confirmou-se a observação de Swan (1990) de que a vorticidade próximo à superfície livre é preponderante sobre todos os aspectos cinemáticos (e dinâmicos) da onda.

Atualmente muitos instrumentos combinam conjuntos de sensores que medem a velocidade da corrente simultaneamente a alguma propriedade das ondas. Como exemplo, cita-se o PUV que mede a pressão e a velocidade de correntes em duas direções perpendiculares, em alguma elevação a partir do fundo. Este tipo de sensor representa algum avanço quanto à técnica de medição de ondas, pois fornece informação adicional sobre propriedades cinemáticas e dinâmicas do escoamento e permite inferir a direção de propagação da onda. Outro exemplo são os perfiladores de velocidade combinados à medição de pressão no fundo.

Em primeiro lugar, sabe-se que, em geral, o sensor de pressão para um instrumento submerso não compensa a pressão atmosférica. Registros horários obtidos em Natal, Rio Grande do Norte, e no Aeroporto Santos Dumont, Rio de Janeiro, mostraram claramente a presença de maré barométrica, com amplitude da ordem de 4 a 7 hPa e frequência semidiurna (Figura 6). Ora, tal oscilação atmosférica não está exatamente em fase com a maré oceânica e interfere com a estimativa da altura da coluna d'água. Como o instrumento é calibrado para uma pressão atmosférica constante, qualquer oscilação de curto período na pressão atmosférica interfere com a estimativa da profundidade e consequentemente com o fator de resposta da pressão. Em locais sujeitos a oscilações atmosféricas mais fortes associadas à passagem de ciclones, tal efeito é ainda mais significativo.

Em segundo lugar, conforme informações dos fabricantes e manuais dos equipamentos, não fica evidente tampouco se os equipamentos do tipo PUV consideram a velocidade medida nos diversos cálculos espectrais que são efetuados para calcular direção e altura de onda (e.g. TRAGESSE e ELWANY, 1990). Adaptações ao método de Longuet-Higgins foram propostas por Wolf (1997), enquanto que Sobey e Hughes (1999) propuseram uma metodologia de análise distinta. Estes autores advertem tanto sobre as vantagens do método linear de Fouri-

er (concisão da resposta apresentada), de ampla utilização, quanto sobre as desvantagens (grandes erros na proximidade da superfície livre e o mascaramento da complexidade do fenômeno observado). A análise de resultados de equipamentos PUV voltará a ser discutida na Parte 3 desta série de artigos, quando serão apresentados aspectos cinemáticos da interação onda-corrente.

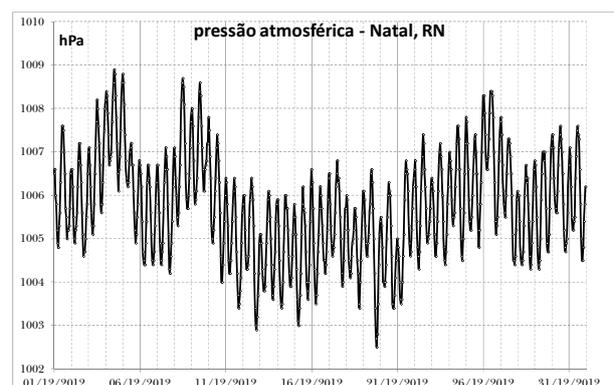


Figura 6 - Pressão atmosférica na estação do INMET em Natal: valores horários em dezembro de 2012.

Em terceiro lugar, a observação da corrente em elevação próxima ao fundo não é suficiente para caracterizar corretamente a altura da onda, pois não fornece o perfil da velocidade da corrente ao longo da profundidade, especialmente próximo à superfície livre cujo valor aparece na relação de dispersão. Perfis de correntes medidos ao largo de Natal, onde a maré astronômica é da ordem de 2,5m, indicaram correntes no fundo e na superfície com magnitudes e direções muito diferentes (comunicação pessoal de Profs. Ada Scudelari e Venerando Amaro).

Em quarto lugar, o método de análise baseado em Longuet-Higgins supõe ainda uma superposição linear de ondas e uma função de transferência linear (eventualmente com corrente subjacente). A transformada de Fourier, porém, calcula integrais em todo o registro, ou seja, calcula propriedades globais, que mascaram a não linearidade local e/ou instantânea. Neste sentido, o método proposto por Sobey e Hughes (1989) oferece nítida vantagem.

Considerando todos esses efeitos e as discrepâncias identificadas entre os resultados teóricos fornecidos pela Teoria da Função de Corrente e a Teoria Linear, conclui-se que a interpretação de resultados de medição de ondas com sensores de pressão deve ser feita com cautela e incorporar ne-

cessariamente a informação da velocidade da corrente subjacente.

CONCLUSÕES

A superposição de ondas e correntes provoca modificações nas propriedades das ondas, o que em geral não é considerado em projetos de engenharia. A fim de quantificar tal influência, quatro tipos de perfil de corrente foram estudados: uniforme, linear (ou vorticidade constante), exponencial e cosseno.

Para estes casos, foram apresentadas as soluções analíticas do problema linearizado para a função de corrente e as correspondentes expressões do fator de resposta de pressão (relação entre a pressão dinâmica em um ponto da coluna d'água com a elevação da superfície livre).

Confirmou-se teoricamente que não apenas a magnitude da velocidade próximo à superfície livre mas também a vorticidade influencia a dinâmica da onda. Estes resultados teóricos indicam que erros significativos podem ocorrer em consequência do desprezo da velocidade da corrente que se desloca juntamente com a onda.

Para o caso de corrente uniforme, os erros na estimativa da pressão sob a crista e sob o cavado variaram de -50% (corrente a favor) a 950% (corrente contrária). Para o comprimento de onda, os erros variaram de -30% (corrente a favor) a 100% (corrente contrária). Como exemplo, quando o período da onda é igual a 8 s, a altura é de 2 m, a profundidade é 10 m, e a corrente é contrária e igual a 1 m/s, o erro encontrado na estimativa da pressão sob a crista é de 13,1%, da pressão sob o cavado é de 8,3%.

Para o caso de corrente com vorticidade uniforme, os erros na estimativa da pressão sob a crista variaram de 13% (vorticidade positiva) a -35% (vorticidade negativa). Para a pressão sob o cavado, os erros variaram de 20% (vorticidade positiva) a -22% (vorticidade negativa). Para o caso de uma onda com período igual a 8 s, altura de 2 m, em profundidade de 10 m, se a velocidade da corrente superficial for igual a 1 m/s (contrária) e a vorticidade for igual a $-0,1 \text{ s}^{-1}$, o erro encontrado na estimativa da pressão sob a crista é de -2,5%, da pressão sob o cavado é de -2,7%.

A quantificação de fenômenos costeiros e os projetos de estruturas oceânicas dependem, em geral, do valor da altura da onda elevada a uma potência maior que 2. Conclui-se que erros significativos podem ser induzidos em tais projetos caso a

altura de onda seja estimada a partir de sensores de pressão.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi originalmente desenvolvido pela primeira autora com o apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico que concedeu uma bolsa de mestrado. Posteriormente, o trabalho foi revisto e ampliado pelo segundo autor no âmbito do Projeto CAPES/PROCAD 0144/01-0 e CAPES/PROCAD 053/2007– *Amigos de Boussinesq: Rede Cooperativa de Pesquisa sobre Hidrodinâmica Costeira de Águas Rasas* (COPPE/UFRJ + FEIS/UNESP + IPH/UFRGS + UNIFEI + UFRN).

REFERÊNCIAS

BODGE, K. *The design, development, and evaluation of Differential Pressure Gauge Directional Wave Monitor*. Misc. Report 82-11. Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Corps of Engineers, Fort Belvoir, EUA, 1982.

CHWANG, A.T.; CHEN, Y. Measurement of ship waves in Victoria Harbor. *Journal of Engineering Mechanics*, v.129, n.10, p.1138-1148, 2003.

CUMMINS, I.; SWAN, C. Vorticity effect in combined waves and currents. Proceedings. *International Conference on Coastal Engineering*. ASCE. p.618-629, 1994.

DALRYMPLE, R.A. Water wave models and wave forces with shear currents. 1973. Tese (Ph.D., Dep. Engenharia Costeira e Oceanográfica) - Universidade da Flórida, 1973.

DALRYMPLE, R.A. A finite amplitude wave on a linear shear current, *Journal of Geophysical Research*, v.79 (30): 4498-4504, 1974.

DALRYMPLE, R.A.; COX, J.C. Symmetric finite-amplitude rotational water waves, *Journal of Physical Oceanography*, v.6, n.6, p.847-852, 1976.

DALRYMPLE, R.A.; HEIDEMANM, J.E. *Non-linear Water Waves on a Vertically-Sheared Current Wave and Current Kinematics and Loading*. E&P Forum, Report No. 3.12/156, 69-92, 1989.

- DEAN, R.G. Stream Function representation of non-linear ocean waves, *Journal of Geophysical Research*, v.70, p. 4561-4572, 1965.
- DEAN, R.G. *Evaluation development of water wave theories for engineering application. Volume 1. Presentation of Results*. Special Report No. 1, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Corps of Engineers, Fort Belvoir, EUA, 1974.
- DIAS, A. M. A influência de correntes para a medição de ondas do mar. 1992. 68f. Tese (M.Sc., Prog. Engenharia Oceânica) - COPPE/UFRJ, 1992. Disponível: http://www.oceanica.ufrj.br/intranet/teses/1992_mestrado_andrea_moragas.pdf
- GABRIEL, D.W.; HEDGES, T.S. Effects of currents on interpretation of sub-surface pressure spectra, *Coastal Engineering*, v.10, p. 309-323, 1986.
- HEDGES, T.S.; LEE, B.W. The equivalent uniform current in wave-current computations". *Coastal Engineering*, 16, 301-311, 1992.
- van HOF TEN, J.D.A.; KARAKI, S. Interaction of waves and a turbulent current. Proceedings. *International Conference on Coastal Engineering*. ASCE. p.404-422, 1970.
- KISHIDA, N.; SOBEY, R.J. Stokes' theory for waves on a linear shear current. *J. Engineering Mechanics*, ASCE. v.114, p.1317-1334, 1988.
- LAI, R.J.; LONG, S.R.; HUANG, N.E. Laboratory studies of wave-current interaction". *Journal of Geophysical Research*, 94, C11, p. 16.201-16.214, 1989.
- LIU, A.K.; JACKSON, F.C.; WALSH, E.J.; PENG, C.Y. A case study of wave-current interaction near an oceanic front. *Journal of Geophysical Research*, 94, C11, p. 16.189-16.200, 1989.
- NEVES, C.F. A particular rotational wave theory. 1987. Tese (Ph.D., Dep. Engenharia Costeira e Oceanográfica) - Universidade da Flórida, 1987.
- NEVES, C.F.; DIAS, A.M. A importância da caracterização da corrente para a correta determinação do comprimento e da altura das ondas. Parte 1: embasamento teórico e dispersão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.18, n. 3, 2013.
- OLABARRIETA, M.; WARNER, J.C.; KUMAR, N. Wave-current interaction in Willapa Bay", *Journal of Geophysical Research*, v.116, C12014,2011. doi:10.1029/2011JC007387.
- PEREGRINE, D.H. Interaction of water waves and currents. *Advances in Applied Mechanics*, v.16, p. 9-117, 1976.
- RAUBENHEIMER, B.; ELGAR, S.; GUZA, R.T. Estimating wave heights from pressure measured in sand bed. *J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, ASCE, v.124, n.3, p. 151-154, 1988.
- REGO, V.S. *Um modelo de ondas tipo Boussinesq para escoamentos com cisalhamento vertical*. 1999. Tese (DSc, Programa de Engenharia Oceânica) - COPPE/UFRJ, 1999.
- SKYNER, D.J.; EASSON, W.J. The effect of sheared currents on wave kinematics and surface parameters. Proceedings. *International Conference on Coastal Engineering*. ASCE. p.618-629, 1992.
- SMITH, J.M. Wave pressure gauge analysis with current. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, ASCE, v.128, n.6, p. 271-275, 2002.
- SOBEY, R.J.; HUGHES, S.A. A locally nonlinear interpretation of PUV measurements. *Coastal Engineering*, v. 36, p. 17-36. 1999.
- SWAN, C. An Experimental Study of Waves on a Strongly Sheared Current Profile. Proceedings. *International Conference on Coastal Engineering*. ASCE. p.489-502, 1990.
- SWAN, C. A stream function solution for waves on a strongly sheared current. Proceedings. *International Conference on Coastal Engineering*. ASCE. p.684-697, 1992.
- SWAN, C.; JAMES, R. L. Random waves on a vertically-sheared current. Proceedings. *International Conference on Coastal Engineering*. ASCE. p.706-719, 1998.
- TRAGESER, J.H.; ELWANY, H. The S4DW, an integrated solution to directional wave measurements. Proceeding. *IEEE Working Conference on Current Measurement*. p.1-14, 1990.
- WOLF, J. The analysis of bottom pressure and current data for waves. Proceedings. *7th International Conference on Electronic Engineering in Oceanography*. Conf. Publication 467, p.165-172, 1997.

WOLF, J. D.; PRANDLE. Some observations of wave-current interaction. *Coastal Engineering*, v.37, p. 471-485, 1999.

The Relevance Of Characterizing The Current For The Correct Determination Of Wave Length And Height. Part 2: Dynamic Pressure

ABSTRACT

Wave measurements based on pressure sensors often do not take into account the presence of currents. Semi-empirical expressions for the frequency transfer functions between pressure and free surface elevations have been presented in the literature, which do not take into account the speed of the underlying current. This fact may lead to errors in the determination of wave heights and length. Using the Stream Function Wave Theory, this work tries to estimate the errors which occur in the values of dynamic pressure under the crest and trough, as well as in the values of wave length, when a current is neglected. Results from linear theory are also presented for four types of current profiles: uniform, with uniform vorticity, exponential and cosine type.

Results are presented in terms of the following parameters: the Froude number referred to the surface current value ($U_s/(gh)^{1/2}$), relative water depth (h/L_0), and dimensionless vorticity (Ω_0/ω), where U_s is the velocity of the current near the surface, ω is the wave frequency in rad/s relative to a fixed observer, h is the water depth, and L_0 is the deep water wave length given by Linear Theory in the absence of current.

Effects of the current on the waves manifest as: Doppler effect (difference between the observed period relative to a fixed reference and the intrinsic wave period, relative to the moving fluid); and non-linearities of the combined flow. A total of 240 cases have been studied, as a combination of water depth (5, 10 and 20 m), wave height (1, 2, 3, and 4m), period (6, 7, 8, 9, and 10s), and surface current value (0.5, 1.0, 1.5, and 2.0 m/s). For the studied cases, values of dynamic pressure and wave length in the presence of current may differ by 20% to 100%.

Keywords: *Waves. Vorticity. Wave-current interaction. Stream Function Wave Theory.*

Regionalização Hidrológica de Vazões Mínimas por meio dos Métodos OLS e WLS Aplicada à Bacia do Alto São Francisco

Sarah Figueiredo Luiz¹, Wilson dos Santos Fernandes¹, Dirceu Silveira Reis Júnior²
sarahfluiiz@yahoo.com.br; wilson@ehr.ufmg.br; dirceu.reis@gmail.com

Recebido: 04/03/13 - revisado: 25/04/13 - aceito: 05/08/13

RESUMO

O conhecimento de vazões em locais não monitorados é de grande importância em hidrologia. Daí a utilização de técnicas que possibilitem a transferência de informações de locais monitorados para locais sem monitoramento. Além disso, o estudo das vazões mínimas também desempenha um importante papel na avaliação da disponibilidade hídrica, na elaboração de projetos hidroelétricos e de irrigação, além de serem utilizadas como critério de outorga. Portanto, neste trabalho foi empregado o modelo de regionalização de vazões mínimas ($Q_{7,10}$) para a bacia do Alto São Francisco, sub-bacias 40 e 41. Os métodos de regressão utilizados foram OLS e WLS, sendo este último aplicado como proposto por Tasker e Stedinger. Para aplicação do método de regionalização, dividiu-se a área de estudo em 4 regiões supostamente homogêneas, as quais são referenciadas com os códigos BA1, BA2, BA3 e BA4. Realizou-se a análise de frequência local para todas as estações que possuíam mais de 10 anos de dados observados, utilizando a distribuição de probabilidade Weibull 2 parâmetros. A análise e a determinação do modelo final para cada uma das 4 regiões foi feita mediante a avaliação da variância média de predição (AVP). Os resultados obtidos mostraram que o método WLS teve melhor desempenho que o método OLS, em relação à variância do erro do modelo. A fim de que se pudessem avaliar os critérios relacionados aos resíduos do método OLS, aplicou-se testes de hipóteses de independência, normalidade e variância constante ao nível de significância de 5%. Essa análise permitiu evidenciar que para as regiões BA1, BA2 e BA4, a utilização do método OLS não é recomendada, pois pelo menos uma premissa referente aos resíduos foi violada.

Palavras Chave: Variância do erro do modelo. Variância média de predição. Homocedasticidade.

INTRODUÇÃO

De acordo com WMO (1974), as vazões mínimas são definidas como sendo “a vazão que escoar em uma determinada seção de um rio durante um período prolongado de seca”.

Segundo Tucci (2002), a vazão mínima diária é pouco útil, por não ser representativa do período de estiagem. Sendo assim, usualmente utilizam-se vazões mínimas com durações médias entre 7 e 30 dias, associadas a um determinado período de retorno.

A principal justificativa da utilização de vazões mínimas anuais, tal como a $Q_{7,10}$, reside no fato destas serem as principais balizadoras no que se refere a licenças ambientais, avaliação de impacto ambiental de obras hidráulicas, além de ser um parâmetro de disponibilidade hídrica muito empregado

em análises de concessão de outorga. De fato, no estado de Minas Gerais, por exemplo, a Portaria administrativa IGAM n° 010/98 de 30 de dezembro de 1998 em seu artigo 8° regulamenta como vazão de referência o equivalente à $Q_{7,10}$ (vazão mínima de 7 dias de duração e dez anos de tempo de retorno).

Assim, torna-se evidente a importância de estudos no sentido de estimar tais vazões de referência, sobretudo em locais não monitorados.

De acordo com CPRM (2001), “uma rede hidrometeorológica, mesmo que densa, dificilmente atenderá com seus dados às necessidades de informação dos diversos setores que utilizam os recursos hídricos. Sempre haverá a necessidade de se determinar a disponibilidade hídrica onde se originam as demandas, que muitas vezes são locais sem monitoramento ou com dados constituindo séries de curta duração ou com longos períodos apresentando falhas de observação. Para contornar esta situação, são utilizadas técnicas de regionalização que possibilitam a transferência de informações de uma região monitorada para outra que não possua coleta sistemática de dados”. Uma das formas de realizar a re-

¹ Universidade Federal de Minas Gerais

² Universidade de Brasília

gionalização é mediante o ajuste de um método de regressão.

O Método dos Mínimos Quadrados Ordinário - OLS (*Ordinary Least Square*), também conhecido como método dos mínimos quadrados convencional, tem diversas limitações. De acordo com Stedinger e Tasker (1985), este método assume que os erros associados às observações individuais são independentes, homocedásticos, ou seja, possuem a mesma variância e, são igualmente distribuídos.

Segundo Reis *et al.* (2005), a hipótese de homocedasticidade é frequentemente violada em problemas hidrológicos, uma vez que a precisão das estatísticas de interesse são diferentes em cada local, já que o tamanho das séries hidrológicas também o são. Além disso, dificilmente as estatísticas de interesse são independentes, já que os dados de vazão possuem, em geral, uma forte correlação espacial. Por outro lado, a correlação serial local é pequena, uma vez que as amostras são formadas por um único valor extremo anual.

Taylor *et al.* (2011) realizaram a análise regional de frequência de vazões para o Oeste da Austrália, onde aplicaram o método de regressão OLS para estimativa do quantil de vazões e para estimativa do parâmetros da distribuição de probabilidade Log-Pearson tipo 3, determinando aos quantis de vazões com períodos de retorno variando de 2, 5, 10, 20, 50 e 100. O estudo foi aplicado em 206 bacias hidrográficas. Tais autores relataram que o resultado de todos os modelos foram bons, com base em testes estatísticos e análise do R^2 ajustado. Contudo, estes salientam que os resultados encontrados por meio da regressão GLS (Método dos Mínimos Quadrados Generalizados - *Generalized Least Square*), no estudo de Haddad *et al.* (2011), são provavelmente mais confiáveis.

Tasker (1980) recomendou a utilização do Método dos Mínimos Quadrados Ponderados - WLS (*Weighted Least Square*) em análises regionais de vazões máximas. Os resultados encontrados mostraram que a variância do erro do modelo para o método WLS foi muito inferior quando comparada à regressão OLS, isto porque no caso do OLS não há nenhuma distinção entre o erro do modelo regional e o erro amostral, relacionado com o tamanho da amostra.

Tasker e Stedinger (1986) empregaram a regressão WLS para obter um estimador generalizado para o coeficiente de assimetria. Os pesos para o método WLS foram determinados separando-se a variância do erro em duas partes, variância do erro do modelo e variância do erro amostral. Tais autores relataram que resultados encontrados através do

modelo WLS foram melhores que os do modelo OLS, principalmente no que se refere à variância do erro do modelo.

O presente artigo tem como objetivo avaliar o desempenho dos métodos OLS e WLS em um estudo de regionalização de vazões mínimas de 7 dias de duração e 10 anos de período de retorno, $Q_{7, 10}$, para bacia do Alto São Francisco.

DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende as sub-bacias 40 e 41 do Rio São Francisco.

As sub-bacias 40 e 41 (classificação ANEEL) estão localizadas na região denominada como Alto São Francisco, cuja área total é de 90.634,16 km², abrangendo 170 municípios no Estado de Minas Gerais e contendo uma população total de aproximadamente 6.774.302 habitantes (CPRM, 2001). O alto São Francisco apresenta variabilidade climática relacionada à transição de um clima úmido e subúmido (Silva e Clarke, 2004).

De acordo com CPRM (2001), a sub-bacia 40 está localizada na região central do Estado de Minas Gerais, possui uma área de cerca de 51.000 km², compreendida entre as nascentes do rio São Francisco e a Barragem de Três Marias, com latitudes 18° 15' e 20° 40' Sul e longitudes 43° 50' e 46° 10' Oeste.

A sub-bacia 40 abrange o alto São Francisco e seus afluentes até a barragem de Três Marias, além dos rios Paraopeba, Pará, Borrachudo, Indaiá e Ajudas. A Figura 1 apresenta a localização da sub-bacia 40 no estado de Minas Gerais.

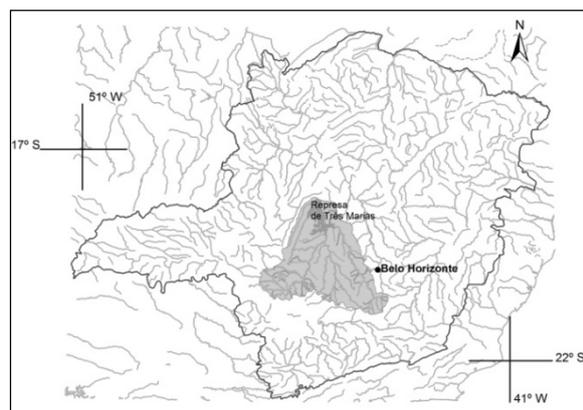


Figura 1 - Localização da sub-bacia 40 no Estado de Minas Gerais

A sub-bacia 41, de acordo com CPRM (2001), contém a parcela da bacia do rio São Francisco, com área aproximada de 39.000 km², compreende o rio das Velhas e exclusive a barragem de Três Marias. Está localizada no centro do estado de Minas Gerais, entre as latitudes 17° 20' e 20° 30' Sul e longitudes 43° 30' e 46° 20' Oeste. O rio das Velhas e o rio Abaeté são os maiores tributários do rio São Francisco nesta bacia. A Figura 2 apresenta a localização da sub-bacia 41 no estado de Minas Gerais.

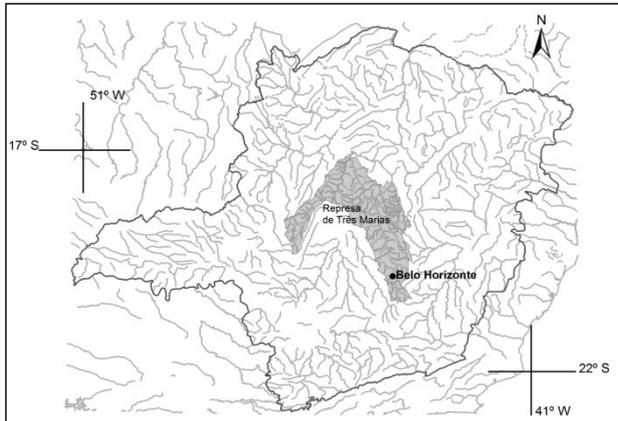


Figura 2 - Localização da sub-bacia 41 no Estado de Minas Gerais

METODOLOGIA

Os métodos OLS e WLS foram aplicados às sub-bacias 40 e 41, do rio São Francisco, localizadas na região central de Minas Gerais. Estas bacias foram objeto de recentes estudos de regionalização de vazão e precipitação (CPRM, 2001; Euclides *et al.*, 2001, Lima, 2005 e IGAM, 2012).

As estações utilizadas no presente estudo são as de responsabilidade da Agência Nacional das Águas (ANA). Do total de 206 postos de observação, apenas 119 foram previamente selecionados, por possuírem pelo menos 10 anos de dados observados, um limite mínimo também empregado em vários estudos de regionalização da USGS (*United States Geological Survey*), como por exemplo, em Funkhouser *et al.* (2008), Capesius e Stephens (2009), Ahearn (2010), e Southard (2013). A definição do número mínimo de anos é sempre subjetiva, e deve-se ter em mente que quanto menor o número de anos, maior a incerteza na estimativa da estatística de interesse, nesse caso a $Q_{7,10}$. Porém, quanto menor o número de postos empregados na análise regional, maior a

incerteza na predição do modelo. Tasker (1989), por exemplo, num estudo de regionalização de vazões mínimas, empregou dados de 55 postos fluviométricos, sendo que em 6 deles a série histórica era igual ou menor há 10 anos. É importante notar que o método WLS, por considerar explicitamente os erros amostrais na estimativa da $Q_{7,10}$, reduz drasticamente a influência dessa escolha na análise, já que postos com série histórica curta terão menor influência na estimativa dos parâmetros do modelo regional, assim como na variância do erro do modelo. Outros estudos de regionalização empregaram postos fluviométricos com séries históricas menores do que 10 anos (por ex., RIES III, 1994; VOGEL *et al.*, 1999; WOTLING *et al.*, 2000). Após a análise de frequência local, restaram apenas 90 estações consistidas. Estas foram escolhidas devido ao fato de apresentarem melhor ajuste da curva empírica à distribuição Weibull 2P.

No levantamento das características físicas e climáticas, utilizou-se a mesma base de informações desenvolvida no estudo da CPRM (2001). Isto é devido ao fato deste estudo ter sido realizado com base em dados de vazões de períodos anteriores a 2000. Contudo, no presente trabalho, as séries de vazões utilizadas são mais extensas, o que possibilitou o melhor ajuste da curva empírica à distribuição teórica Weibull 2P.

Sendo assim, fez-se a coleta de informações utilizando o software Arcgis (9.3).

As características físicas e climáticas que foram avaliadas nas regressões são: Área de drenagem (A), comprimento do talvegue principal (L), declividade equivalente (I), precipitação média anual (P), coeficiente de escoamento superficial (C) e densidade de drenagem (Dd), embora se saiba que em estudos de vazões mínimas, seria mais apropriada a incorporação de grandezas hidrogeológicas. Entretanto, tais dados, quando existentes, não são facilmente disponibilizados.

Ajuste da distribuição de frequência para determinação da $Q_{7,10}$

Na etapa de análise de frequência local, escolheu-se a distribuição de probabilidade Weibull dois parâmetros – Weibull (2P) para determinação do quantil $Q_{7,10}$. A escolha de tal distribuição é devida ao fato da mesma poder assumir forçosamente um limite inferior igual a zero, tornando assim uma forte candidata na modelagem de eventos hidrológicos mínimos (NAGHETTINI e PINTO, 2007).

De acordo com a Eletrobrás (1985), a prática tem demonstrado que vazões mínimas, com

quaisquer durações, se ajustam satisfatoriamente à distribuição de probabilidade Weibull.

Kaviski (1983) realizou um estudo de vazões de estiagens em pequenas bacias hidrográficas do Estado de Santa Catarina e aplicou as distribuições de probabilidades Log-Normal 3 parâmetros, Gumbel e Weibull. A distribuição que melhor se ajustou a seus dados foi a Weibull.

Mamun *et al.* (2010) em um estudo de regionalização de vazões mínimas para a Malásia, testaram os três tipos de distribuições Generalizadas de valores Extremos (GEV), a Log-Normal e a Log-Pearson tipo 3. A distribuição que melhor se ajustou foi Generalizada de Valores Extremos III (Weibull).

Divisão da área de estudo em regiões homogêneas

A área de estudo foi dividida em 4 regiões supostamente homogêneas (Figura 3), não tendo sido realizada nenhuma análise estatística para corroborar que estas regiões realmente são homogêneas do ponto de vista hidrológico e estatístico. A divisão se justifica pela facilidade e clareza ao se apresentar os resultados, uma vez que os métodos OLS e WLS não necessitam dessa premissa, ao contrário que ocorre no método *index-flood*.

O critério utilizado para divisão dessas regiões foi através da análise das Unidades de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos (UPGRH), utilizadas pelo Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM). Sendo assim, as 4 regiões homogêneas são:

- Bacia do rio das Velhas - BA1;
- Bacia do rio Paraopeba - BA2;
- Bacia do rio Pará - BA3; e
- A união das bacias dos rios Ajudas, Bambuí, Indaiá, Borrachudo, Abaeté e a parcela do rio São Francisco na sub-bacia 40 - BA4.

Tabela 1 - Número de estações das regiões homogêneas

Regiões	Número de estações
BA1	29
BA2	20
BA3	18
BA4	23
	Total = 90

Na Figura 3 é apresentado o mapa da delimitação das regiões homogêneas na escala gráfica de 1:250.000. O número de estações para cada uma das regiões é apresentado na Tabela 1.

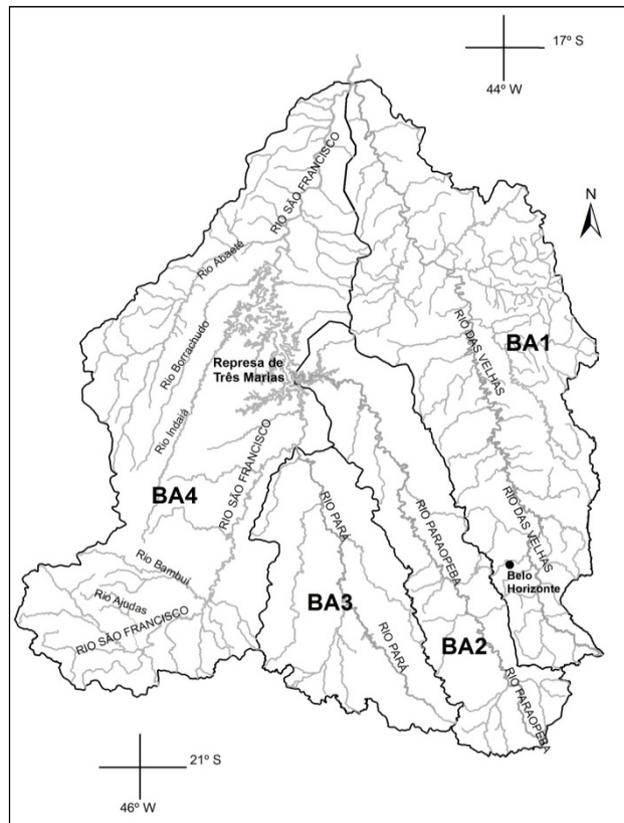


Figura 3 - Delimitação das regiões homogêneas

MÉTODOS DE REGRESSÃO

Método OLS

O método OLS assume que a variável hidrológica do vetor \hat{y} , pode ser descrita por uma função linear das características fisiográficas das bacias com uma componente de erro. Considere uma região com N postos de observação, sendo que cada posto possui P características fisiográficas (área de drenagem, declividade, precipitação média anual, etc.). O modelo de regressão na sua forma mais genérica para a variável \hat{y} é apresentado na Equação 1.

$$\hat{y} = X\beta + \varepsilon \quad (1)$$

onde \hat{y} é um vetor que contém as estimativas do valor verdadeiro de y em cada estação, X é uma matriz ($N \times P+1$) contendo o valor um na primeira coluna e as P variáveis explicativas nas demais colunas, β é um vetor a ser estimado com os $P+1$ parâmetros do modelo e ε é um vetor contendo os erros para cada um das N estações fluviométricas. Então, de acordo com o que é estabelecido na hipótese de homocedasticidade, a covariância entre os erros é igual a zero e a média também. Sendo assim, o estimador $\hat{\beta}$ é dado por

$$\hat{\beta} = (X^T X)^{-1} X^T \hat{y} \quad (2)$$

De acordo com Stedinger e Tasker (1986b), o modelo básico do OLS assume que $E(\hat{y}) = X\beta$, e os resíduos são independentes e homocedásticos, de forma que

$$E[(\hat{y} - X\hat{\beta})(\hat{y} - X\hat{\beta})^T] = \delta^2 I \quad (3)$$

na qual, I é a matriz identidade ($N \times N$) e δ^2 é a variância do erro do modelo.

A covariância dos erros amostrais para o estimador $\hat{\beta}$ é dada por

$$\Sigma(\hat{\beta}_{OLS}) = \delta^2 (X^T X)^{-1} \quad (4)$$

O melhor estimador não enviesado de δ^2 dado por

$$\delta^2_{OLS} = \frac{(\hat{y} - X\hat{\beta})^T (\hat{y} - X\hat{\beta})}{N - P - 1} \quad (5)$$

na qual N é o número de estações e P o número de variáveis explicativas introduzidas no modelo de regressão.

Método WLS clássico

O método de regressão WLS, assim como o método OLS, é descrito pela Equação 1. No método WLS os resíduos são heterocedásticos. Assumindo-se que os erros (ε) possuem média igual a zero, a matriz de covariância destes erros é dada por

$$E(\varepsilon \varepsilon^T) = \delta^2 W^{-1} \quad (6)$$

Onde W é uma matriz ($N \times N$) com a diagonal principal w_i (pesos) e δ^2 é igual à variância do erro do modelo. Se W for igual à matriz identidade, os erros

são homocedásticos e o modelo se reduz ao Método OLS. No caso mais geral, W é definida de forma a representar a heterocedasticidade e a correlação entre os resíduos.

Método WLS Tasker-Stedinger

A principal mudança introduzida no método WLS por Tasker e Stedinger (1986) é a separação da matriz de covariância dos erros do modelo (W). O método assume que o erro total resulta de duas fontes: o erro do modelo ε_i , que é identicamente distribuído com média zero e variância constante, e os erros amostrais, advindos do fato do real valor de y_i não ser conhecido, sendo que somente as estimativas da variável de interesse são disponíveis. Nesse caso, a Equação (1) pode ser reescrita na Equação (7).

$$\hat{y} = X\beta + \omega + \varepsilon = X\beta + \eta \quad (7)$$

onde ω é o erro dos estimadores amostrais. Assim, os erros do modelo de regressão η_i são a combinação do erro amostral da estimativa \hat{y}_i de y_i e do erro do modelo ε_i . O erro total η tem média zero e matriz de covariância dada pela Equação (8).

$$E(\eta \eta^T) = W = \delta^2 I + \Sigma \quad (8)$$

na qual Σ é a matriz diagonal das variâncias dos erros amostrais.

De acordo com Tasker e Stedinger (1986), o estimador dos parâmetros β para o método WLS é dado pela relação descrita na Equação 9.

$$\hat{\beta} = (X^T W^{-1} X)^{-1} X^T W^{-1} \hat{y} \quad (9)$$

A variância do erro do modelo é dada pela Equação 10.

$$\delta^2 = \frac{(y - X\hat{\beta})^T W^{-1} (y - X\hat{\beta})}{N - P - 1} \quad (10)$$

Stedinger e Tasker (1985), por meio de um estudo de simulação Monte Carlo, concluíram que o modelo WLS é mais eficiente do que o modelo OLS, em termos de erro médio quadrático, na estimativa de quantis regionais de variáveis hidrológicas. Quando a precisão das estimativas locais da variável de interesse são similares, ambos os métodos possuem desempenho semelhante.

No modelo WLS, a matriz Σ é elaborada levando em conta a distribuição de probabilidade definida na análise de frequência local (Weibull 2P) e o intervalo de confiança para os quantis. Os estimadores destes quantis podem ser obtidos através dos métodos de estimação de parâmetros, por exemplo, Métodos dos Momentos (MOM) e Método da Máxima Verossimilhança (MVS). No método WLS, assim como proposto por Tasker e Stedinger (1986), a matriz de covariância é dividida em duas partes (Equação 11) (REIS, 2005).

$$E(\eta(\tau)) = W = \begin{cases} \delta_\epsilon^2 + \delta_{\omega_{ij}}^2 & i = j \\ 0 & i \neq j \end{cases} \quad (11)$$

onde δ_ϵ^2 é a variância do erro do modelo e $\delta_{\omega_i}^2$ é a variância dos erros amostrais. De acordo com Tasker e Stedinger (1986), qualquer correlação entre η_i e η_j para $i \neq j$ deve ser negligenciada.

Segundo Kite (1988), o estimador da variância dos erros amostrais para a distribuição Weibull é dada pela Equação (12). No entanto, para Weibull 2P, utiliza-se somente o termo T_1 desta equação. Isso é devido o fator de frequência, depender somente do período de retorno, e do parâmetro de forma da distribuição Weibull, que por sua vez depende do coeficiente de variação. Entretanto, a Equação 12 foi apresentada em sua forma geral. No entanto, os termos T_2 e T_3 possuem valores pequenos e, têm pouca contribuição no resultado final, calculado por meio da Equação (12).

$$\delta_{\omega_i}^2 = \text{var}(\hat{y}_i) = \frac{\mu_2}{N} \{T_1 + T_2 + T_3\} \quad (12)$$

Onde T_1 , T_2 e T_3 são dados, respectivamente, pelas Equações 13, 14 e 15.

$$T_1 = 1 + K\gamma_1 + \frac{K^2}{4}[\gamma_2 - 1] \quad (13)$$

$$T_2 = \frac{\partial K}{\partial \gamma_1} \left[2\gamma_2 - 3\gamma_1^2 - 6 + K \left(\gamma_3 - \frac{6\gamma_1\gamma_2}{4} - \frac{10\gamma_1}{4} \right) \right] \quad (14)$$

$$T_3 = \left(\frac{\partial K}{\partial \gamma_1} \right)^2 \left[\gamma_4 - 3\gamma_1\gamma_3 - 6\gamma_2 + \frac{9\gamma_1^2\gamma_2}{4} + \frac{35\gamma_1^2}{4} + 9 \right] \quad (15)$$

na qual μ_2 é a variância da amostra, K é o fator de frequência associado à distribuição de probabilidade e ao período de retorno, N , γ_1 , γ_2 , γ_3 e γ_4 correspondem, respectivamente, ao número de dados para cada estação, ao coeficiente de assimetri-

a, ao coeficiente de curtose, ao coeficiente de 5ª ordem e ao coeficiente de 6ª ordem populacionais.

Construção do modelo final

Para cada uma das 4 regiões construiu-se um modelo regional cuja estimativa dos parâmetros foi feita através de um aplicativo em linguagem de programação Matlab. O modelo de regressão avaliado foi do tipo potencial. A utilização da equação do tipo potencial resulta numa dificuldade adicional, pois a metodologia para estimativa da matriz de variância é baseada nos quantis propriamente ditos, e não no logaritmo dos quantis. Essa transformação não linear certamente causa uma mudança nos elementos da matriz de covariância. Porém, não foi possível, até esse momento, avaliar as repercussões desse fato nos resultados finais do estudo de regressão.

Os procedimentos para a determinação dos parâmetros do modelo de regressão estão descritos abaixo:

- Primeiramente, criou-se uma matriz de modelos, a qual contém todas as combinações possíveis de modelos das características físicas e climáticas, juntamente com o intercepto. Sendo assim, fez-se o teste para 6 variáveis fisiográficas, correspondendo a 64 modelos;
- Encontrou-se a variância do erro do modelo (Equação 10) resolvendo-se, iterativamente, a Equação 8 para as 6 variáveis explicativas.
- Por fim, determinaram-se os parâmetros β do modelo de regressão.

A fim de avaliar a precisão dos modelos de regressão, utilizou-se a variância média de predição (*average variance of prediction - AVP*). De acordo com Tasker e Stedinger (1986), a AVP (Equação 16) é uma medida do desempenho médio do modelo regional em estimar os valores de $Q_{7,10}$ em bacias similares àquelas utilizadas no estudo de regressão. Valores pequenos de AVP correspondem a melhores modelos de regressão (REIS *et al.*, 2005).

$$AVP = \delta_\epsilon^2 + \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i [X^T W^{-1} X]^{-1} x_i^T \quad (16)$$

Na avaliação dos resultados dos modelos OLS e WLS incorporaram-se outras análises estatísticas, tais como, o R^2 (coeficiente de determinação).

Tabela 2 - Resultado dos modelos OLS e WLS

Regiões	Métodos de regressão	R ²	R ² ajustado	δ _e ²	AVP	Modelos
BA1	OLS	0,937	0,929	0,328	0,37	$Q_{7,10}=2,30 \times 10^4 A^{1,09} P^{8,38} Dd^{0,60}$
BA2	OLS	0,985	0,981	0,066	0,08	$Q_{7,10}=6,24 \times 10^4 A^{1,28} P^{0,55} C^{1,71} Dd^{0,43}$
BA3	OLS	0,925	0,902	0,186	0,24	$Q_{7,10}=5,74 \times 10^2 A^{0,85} L^{0,671} P^{5,57} C^{2,30}$
BA4	OLS	0,931	0,92	0,423	0,50	$Q_{7,10}=3,99 \times 10^5 A^{1,25} P^{9,70} C^{2,178}$
BA1	WLS	0,922	0,912	0,266	0,36	$Q_{7,10}=8,55 \times 10^4 A^{0,91} P^{7,92} Dd^{0,65}$
BA2	WLS	0,982	0,978	0,038	0,07	$Q_{7,10}=1,94 \times 10^2 A^{1,19} L^{-0,75} C^{2,99} Dd^{0,83}$
BA3	WLS	0,987	0,985	0,015	0,05	$Q_{7,10}=4,88 \times 10^3 A^{0,49} L^{0,64}$
BA4	WLS	0,986	0,984	0,055	0,12	$Q_{7,10}=6,96 \times 10^4 A^{0,85} P^{8,06} C^{1,60}$

Contudo, devido ao fato do coeficiente R² aumentar à medida que se inclui as variáveis explicativas, decidiu-se também avaliar o R² ajustado, o qual tende diminuir a tendência de aumento do R², pois leva em consideração os graus de liberdade. Também avaliou-se, a variância do erro do modelo.

Realizaram-se testes para verificar se os resíduos da regressão OLS eram independentes, normalmente distribuídos e com variância constante (homocedástico). Os testes realizados foram: análise gráfica dos resíduos, teste de aderência de Anderson-Darling, teste da independência dos resíduos de Durbin-Watson e testes da variância constante Breusch-Pagan e White.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados dos modelos para as 4 regiões estão apresentados na Tabela 2. A escolha destes modelos foi feita segundo o critério da AVP.

Os modelos WLS obtiveram os menores valores da variância do erro do modelo e da variância média de predição. Isto acontece porque o modelo OLS não faz qualquer distinção entre o erro do modelo propriamente dito e os erros amostrais na estimativa da variável de interesse. Em outras palavras, a presença de erros amostrais causa uma superestimativa da variância do erro do modelo no caso OLS. As diferenças relativas encontradas na variância do erro do modelo entre os modelos OLS e WLS são significativas, variando aproximadamente entre 20 e 90%, embora as diferenças entre AVP sejam

menores, entre 3 e 79%, mas mesmo assim não desprezíveis, especialmente nas regiões BA3 e BA4.

Ao analisar o R² e o R² ajustado, os modelos do OLS se sobressaíram para as regiões BA1 e BA2, e os modelos do WLS tiveram melhor R² nas regiões BA2, BA3 e BA4. É importante salientar que, o R² e o R² ajustado foram avaliados unicamente entre os modelos de um mesmo método. Pois, de acordo com Reis (2005, p.98), no WLS e no GLS, o coeficiente de determinação é diferente do método OLS. Eles medem coisas diferentes já que no modelo OLS não se faz distinção entre erro do modelo e erro amostral.

Com o objetivo de avaliar se o modelo OLS poderia ser descartado a priori, avaliaram-se os resíduos da regressão OLS por meio de testes de hipóteses sobre independência, normalidade e constância da variância (Figura 4), ao nível de significância de 5%. Os resultados referentes à não rejeição (NR-H₀) ou à rejeição (R-H₀) da hipótese nula (H₀), estão discriminados na Tabela 3.

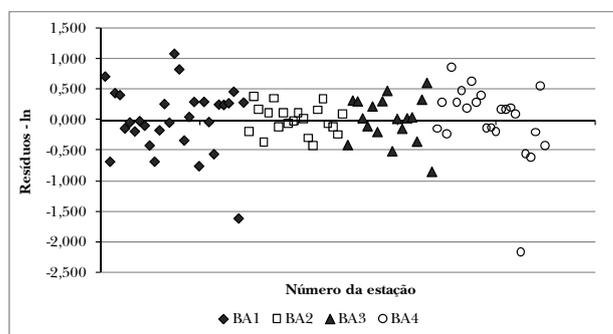


Figura 4 – Resíduos dos modelos OLS

É perceptível a presença de possíveis *outliers*, indicando a necessidade de avaliação dos pontos influentes dos modelos de regressão. Esta avaliação não foi realizada neste estudo, mas pode ser feita através de medidas de influência, tais como *leverage*, Cook's D, DFITS e DFBETAS (VEILLEUX, 2011).

Tabela 3 - Testes dos resíduos para os modelos do OLS

Regiões	Testes		
	Independência	Normalidade	Variância Constante
BA1	NR-H ₀	NR-H ₀	R-H ₀
BA2	NR-H ₀	NR-H ₀	R-H ₀
BA3	NR-H ₀	NR-H ₀	NR-H ₀
BA4	NR-H ₀	R-H ₀	NR-H ₀

Portanto, para as regiões BA1, BA2 e BA4 a utilização do método OLS não é recomendado, pois pelo menos uma das premissas referente aos resíduos foi violada. No entanto para a região BA3, a utilização do modelo de regressão OLS não pode ser descartada a *priori*. Contudo, sabe-se, com base em estudos de simulação Monte Carlo (STEDINGER e TASKER, 1985), que tanto os coeficientes da regressão WLS, quanto a estimativa da variância do erro do modelo, tendem a ser mais precisos que as do OLS, e por isso devem ser empregadas sempre que possível.

Na Tabela 4, estão apresentados o intervalo de validade, para cada uma das quatro regiões homogêneas.

Tabela 4 - Intervalo de validade das equações regionais

Região homogênea	Intervalo de validação para cada região
	A= área de drenagem (km ²)
BA1	$85,0 \leq A \leq 26.553,0$
BA2	$10,2 \leq A \leq 8.734,0$
BA3	$144,0 \leq A \leq 11.350,0$
BA4	$259,0 \leq A \leq 14.180,0$

CONCLUSÕES

Este artigo trata do uso dos modelos OLS e WLS na regionalização de variáveis hidrológicas, mais especificamente na regionalização de vazões

mínimas. Estudos anteriores, baseados em simulação Monte Carlo, mostraram que o uso do modelo WLS fornece estimativas mais precisas dos coeficientes do modelo regional, assim como da variância do erro do modelo. Esse resultado está ligado ao fato do modelo WLS, diferentemente do modelo OLS, levar em consideração a variância do erro amostral na estimativa das vazões mínimas, que está ligado ao tamanho da série histórica de cada posto fluviométrico empregado no estudo de regionalização. A dificuldade na utilização do modelo WLS está, muitas vezes, na dificuldade de se estimar a matriz de covariância dos erros amostrais.

Este artigo apresenta uma maneira de se estimar a matriz de covariância dos erros amostrais a ser utilizada num estudo de regressão de vazões mínimas para o caso específico da distribuição Weibull 2P, permitindo assim a utilização do modelo WLS. A metodologia proposta foi aplicada à bacia do Alto São Francisco.

Os resultados obtidos mostraram, como já era esperado, que o método WLS obteve valores menores da variância do erro do modelo, em relação ao OLS, assim como em relação à variância média de predição. Isto se deve ao fato do modelo OLS não fazer qualquer distinção entre erro do modelo regional propriamente dito e os erros amostrais associados às estimativas das vazões mínimas computadas em cada estação fluviométrica. Os erros amostrais, que são inevitáveis, acabam por causar uma superestimativa da variância do erro do modelo, o que leva também a distorções na estimativa dos coeficientes do modelo regional.

Teste de hipótese foram utilizados para avaliar se seria possível identificar, a *priori*, se o modelo OLS não seria recomendado para os dados em questão. Com base nesses testes, foi possível verificar que as regiões BA1, BA2 e BA4, o método OLS não é recomendado, pois foi evidenciada a violação de pelo menos uma das premissas referente aos resíduos. Entretanto, isso não significa dizer que o modelo OLS seria mais indicado que o modelo WLS na região BA3. Resultados do estudo de regionalização mostraram que há diferenças importantes, entre os modelos OLS e WLS, nos valores da variância do erro do modelo para a região BA3. As diferenças para essa região chegam a aproximadamente 90%, mostrando que os erros amostrais possuem um papel importante nessa região.

Os resultados obtidos foram condizentes com os encontrados por Tasker e Stedinger (1986), principalmente no que se refere à análise da variância do erro do modelo, mesmo que estes estudos tenham sido aplicados para variáveis e locais dife-

rentes. Por exemplo, em Tasker e Stedinger (1986), a variável regionalizada foi o coeficiente de assimetria da distribuição Log-Pearson tipo 3 e a área de estudo foi Illinois, nos EUA.

Por fim, vale notar que as vazões mínimas são fortemente correlacionadas, pois um período de seca é comum para todas as estações localizadas em uma mesma região. O método WLS, embora mais eficiente que o OLS, não leva em consideração a correlação espacial. Nessas situações, o método GLS (Método dos Mínimos Quadrados Generalizados - *Generalized Least Square*), sistematizado por Stedinger e Tasker (1985, 1986a e 1986b) é o mais indicado, porém o desafio de construir uma matriz de covariância dos erros é maior, pois é necessário entender as correlações da variável de interesse, que é função dos fluxos concorrentes.

AGRADECIMENTOS

Os dois primeiros autores agradecem à FAPEMIG (APQ 04418-10) pelo apoio concedido a esta pesquisa, enquanto o terceiro autor agradece à FINEP pelo financiamento do projeto GERHINE (Chamada Pública MCT/FINEP/CT-Hidro - IGRH01/2007).

REFERÊNCIAS

AHEARN, E. A. *Regional regression equations to estimate flow-duration statistics at ungaged stream sites in Connecticut*. U.S. Geological Survey, *Scientific Investigations Report 2010-5052*, in cooperation with the Connecticut Department of Environmental Protection, 2010.

CAPESIUS, J. P.; STEPHENS, V. C. *Regional regression equations for estimation of natural streamflow statistics in Colorado*. U. S. Geological Survey, *Scientific Investigations Report 2009-5136*, 2009.

CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Regionalização de vazões. Sub-bacias 40 e 41: Relatório Final. CPRM/ANEEL. Belo Horizonte, 2001.

EUCLYDES, H. P.; FERREIRA, P. A.; RUBERT, O. A. V.; SANTOS, R. M. Regionalização hidrológica na bacia do Alto São Francisco a Montante da Barra-

gem de Três Marias, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 6, n. 2, p. 81-105, 2001.

FUNKHOUSER, J. E.; ENG, K.; MOIX, M. W. Low-flow characteristics and regionalization of low-flow characteristics for selected streams in Arkansas. U. S. Geological Survey, *Scientific Investigations Report 2008-5065*, 2008.

HADDAD, K.; RAHMAN, A. AND KUCZERA, G. Comparison of Ordinary and Generalized Least Squares Regression Models in Regional Flood Frequency Analysis: A Case Study for New South Wales (technical paper). *Australian Journal of Water Resources*, v. 15, n.1, p. 59-70, 2011.

IGAM. Instituto Mineiro de Gestão das Águas. *Estudo de regionalização de vazão para o aprimoramento do processo de outorga no Estado de Minas Gerais / Grupo de Pesquisas em Recursos Hídricos da UFV*. Belo Horizonte, 2012.

KAVISKI, E. *Vazões de estiagens em pequenas bacias hidrográficas do estado de Santa Catarina*. In: *Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos*, 5, 1983. Florianópolis. *Anais ... Florianópolis*: ABRH, 1983, p.43-67.

KITE, G. W. *Frequency and Risk Analysis in Hydrology*. Fort Collins (CO): Water Resources Publications, 1988.

LIMA, A. A. *Metodologia integrada para determinação da enchente de projeto de estruturas hidráulicas por meio de séries sintéticas de precipitação e modelos chuva-vazão*. 2005. Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.

MAMUN, A. A.; HASHIM, A.; DAOUD, J. I. Regionalisation of low flow frequency curves for the Peninsular Malaysia. *Journal of Hydrology*, 381, p. 174-180, 2010.

NAGHETTINI, M.; PINTO, E. J. A. *Hidrologia estatística*. Belo Horizonte: CPRM, 2007.552p.

REIS, D. S. Jr. Flood frequency analysis employing bayesian regional regression and imperfect historical information. 2005. Tese (Ph. D. thesis) - Faculty of the Graduate School of Cornell University, Ithaca, New York, 2005.

- REIS, D. S., Jr.; STEDINGER, J. R.; MARTINS, E. S. Bayesian GLS Regression with application to LP3 Regional Skew Estimation. *Water Resources Research*, v. 41, W10419, 2005.
- RIES III, K. G. Development and application of Generalized Least Squares Regression Models to estimate Low flow duration discharges in Massachusetts. *U. S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 944155*, 1994.
- SILVA, B. M.; CLARKE, R. T. Análise estatística de chuvas intensas na bacia do rio São Francisco. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, n.3, p. 265-272, 2004.
- SOUTHARD, R. E. Computed statistics at streamgages, and methods for estimating low-flow frequency statistics and development of regional regression equations for estimating low-flow frequency statistics at ungaged locations in Missouri. *U. S. Geological Survey, Scientific investigations Report 2013-5090*, 2013.
- STEDINGER, J. R.; TASKER, G. D. Correction to Regional hydrologic analysis 1. Ordinary, weighted, and generalized least squares compared. *Water Resources Research*, v. 22, n. 5, p. 844, 1986a.
- STEDINGER, J. R.; TASKER, G. D. Regional Hydrologic Analysis, 2 Model-Error Estimators, Estimation of Sigma and Log-Pearson Type 3 Distributions. *Water Resources Research*, v. 22, n. 10, p. 1487, 1499, 1986b.
- STEDINGER, J. R.; TASKER, G. D. Regional hydrologic analysis 1: Ordinary, weighted, and generalized least squares compared. *Water Resources Research*, v. 21, n.9, p. 1421-1432, 1985.
- TASKER, G. D. Hydrologic Regression With Weighted Least Squares. *Water Resources Research*, v. 16, n. 6, p.1107-1113, 1980.
- TASKER, G. D. *Regionalization of low flow characteristics using logistic and GLS regression*. In proceedings of symposium on new directions for surface water modeling, Baltimore, IAHS Publ. No. 181, p. 323-331, 1989.
- TASKER, G. D.; STEDINGER, J. R. Regional Skew with Weighted LS Regression. *Journal of Water Resources Planning and Management*, v. 112, n. 2, p. 225-237, 1986.
- TAYLOR, M.; HADDAD, K.; ZAMAN, M.; RAHMAN, A. *Regional flood modelling in Western Australia: Application of regression based methods using Ordinary Least Squares*. International Congress on Modelling and Simulation, 19th, 2011, Perth, Austrália. Austrália: MODSIM2011, p.43-67, 2011.
- TUCCI, C. E. M. *Regionalização de vazões*. Porto Alegre, ANEEL-UFRGS, 2002.
- VEILLEUX, A. G.; *Bayesian GLS regression, Leverage, and influence for regionalization of hydrologic statistics*. 2011. Dissertation (Doctor of Philosophy) - Faculty of the Graduate School of Cornell University, Ithaca, New York, 2011.
- VOGEL, R. M.; WILSON, I.; DALY, C. Regional regression models of annual streamflow for the United States. *Journal of irrigation and drainage engineering, paper No. 18974*, 1999.
- WMO - World Meteorological Organization. *International Glossary of Hydrology*, WMO, Geneva, 1974.
- WOTLING, G.; BOUVIER, Ch.; DANLOUX, J.; FRITSCH, J. M. Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. *Journal of Hydrology*, v. 233, p. 86-101, 2000.

Hydrological Regionalization Of Minimum Flows Using The OLS And WLS Method Applied To The Alto São Francisco River Basin

ABSTRACT

The development of techniques that allow one to transfer hydrologic information from one site to another is crucial for the estimation of flow statistics at ungauged sites, which is still a great challenge in Hydrology. Besides, estimation of low-flow statistics plays a key role in water availability studies, design of hydroelectric power plants and irrigation projects, and on water licensing and allocation processes. This paper employs OLS and WLS regional models for the 7-day 10-year low-flow statistic ($Q_{7,10}$) for the Alto São Francisco River Basin. The whole basin was divided into four supposedly homogeneous regions (BA1, BA2, BA3, and BA4). Local frequency analyses were carried out for all sites with at least 10 years of data employing the 2-parameter Weibull distribution. The selection of the best regional model was based upon the average variance of prediction (AVP). Results show that the WLS model

error variances and AVP were smaller than those provided by the OLS model. In order to evaluate the OLS assumption of homoscedasticity, hypothesis tests were applied to OLS residuals (independence, normality and constant variance). This analysis showed that the OLS model is not appropriate for regions BA1, BA2 e BA4 because at least one of the OLS assumptions is violated.

Keywords: *Model error variance. Average variance of prediction. Homoscedasticity.*

Conceito do Campo de Fetch e sua Aplicação ao Reservatório de Itaipu

Marcelo Marques¹, Fernando Oliveira de Andrade², Alexandre Kolodynskie Guetter²

marcelomarques100@gmail.com; foandrade22@gmail.com; guetter.dhs@ufpr.br

Recebido: 27/03/13 - revisado: 18/06/13 - aceito: 30/08/13

RESUMO

Em estudos envolvendo corpos de água interiores de grande espelho d'água como lagos, reservatórios e estuários, o fetch é obtido pontualmente com base em uma direção pré-definida e no formato das margens. Como se constitui em um conceito geométrico, sua determinação é fortemente condicionada pelo formato irregular e geralmente dendrítico do lago ou reservatório. Este fato combinado à característica laboriosa do método contribui para o alto grau de incerteza na determinação da extensão do maior fetch.

Assim exposto, esta comunicação científica traz à luz esta discussão, apresentando o conceito do campo de fetch. A aplicação do conceito foi possível pela concepção de um modelo computacional denominado ONDACAD. O modelo possibilita a determinação confiável dos maiores valores de fetch e de sua localização geográfica. O modelo foi aplicado à porção sul do reservatório da Usina hidrelétrica de Itaipu.

Palavras-chave: Onda. Vento. Bordo livre. Itaipu

INTRODUÇÃO

Nos ambientes de águas continentais de grandes espelhos d'água como lagos, reservatórios e estuários, o vento constitui-se no principal forçante da geração dos fenômenos de circulação e perturbação da superfície livre. Nestes corpos de água, a ação frequente do vento sobre a superfície líquida promove a ocorrência de fenômenos como seiches, desestratificação térmica e ondas progressivas geradas pela ação do vento. Frequentemente os movimentos podem se propagar até o fundo, gerando tensões de cisalhamento e provocando ressuspensão de sedimentos, podendo até promover o desprendimento de gases de efeito estufa dissolvidos no sedimento.

Em todos estes fenômenos, é possível quantificar a transferência de energia do vento para um ponto específico da superfície do reservatório pela utilização de equações paramétricas. Considerando o grupo destas equações que trata da determinação da altura da onda, na maioria destas equações a altura da onda é obtida pelo conhecimento prévio de dois elementos principais: a velocidade, inerente

ao próprio vento e o comprimento da pista de vento, comumente denominado fetch.

Conceitualmente cada ponto na superfície do corpo de água relaciona-se a um único valor de fetch medido da direção oposta à do vento. Portanto, definida uma direção, é comum que cada ponto na superfície do corpo de água possua um fetch distinto.

Esta característica do fetch e o aspecto geralmente irregular e dendrítico do formato dos reservatórios contribuem para que a determinação do maior fetch seja uma tarefa fortemente dependente da subjetividade do projetista.

Pelo presente trabalho é apresentado o conceito da distribuição do fetch de maneira a permitir a determinação do fetch de modo objetivo e sistemático, eliminando definitivamente o caráter subjetivo de sua determinação em águas continentais.

ÁREA DE ESTUDO

O lago de Itaipu foi escolhido por sua importância energética e seu potencial para a expansão dos usos múltiplos, incluindo-se a aquicultura, lazer e navegação comercial. O limite sul é dado pela barragem de Itaipu, tendo o reservatório as seguintes características segundo Andrade et al.

¹ Departamento de Tecnologia - UEM

² Departamento de Hidráulica e Saneamento - UFPR

(2004): (1) Comprimento aproximado de 170 km e largura média de 7 km; (2) Área alagada de 1.350 km² (770 km² em território Brasileiro e 580 km² em território Paraguai); (3) Profundidade média de 22,5 m, chegando a 170 m nas proximidades da barragem; (4) Área de drenagem de aproximadamente 820.000 km². A localização do Reservatório de Itaipu está ilustrada na Figura 1.

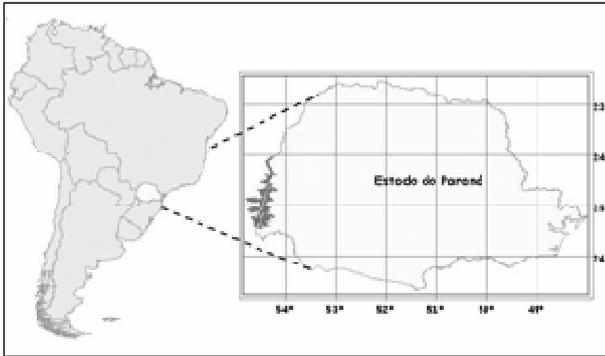


Figura 1 - Localização do Reservatório de Itaipu

Considerando o maior interesse nos valores de fetch próximos à barragem e a relação entre comprimento e largura da ordem de 1:20, a qual dificulta a visualização dos resultados, foi adotada a porção sul do reservatório para este estudo, destacada pela Figura 2.

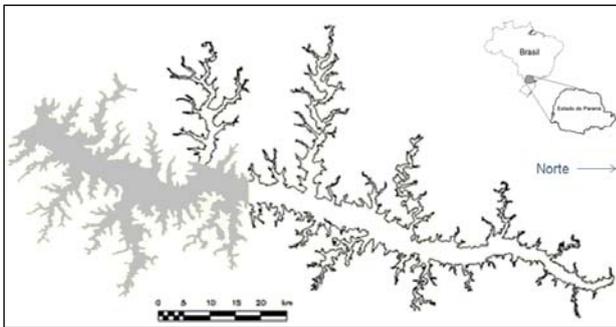


Figura 2 - Porção sul do reservatório de Itaipu (em destaque)

FORMULAÇÃO TEÓRICA

O conceito de fetch é extensivamente aplicado e provavelmente teve início em aplicações relacionadas às ciências atmosféricas em águas oceânicas especialmente relacionadas à previsão de

altura de ondas geradas pela ação do vento. Nestes ambientes o fetch é definido como o comprimento sobre a superfície da água onde o vento mantém constante, tanto a intensidade quanto a direção. Em águas oceânicas o fetch é determinado de modo rigoroso através da utilização de cartas sinóticas. Para locais próximos à costa, as cartas sinóticas passaram a ser prescindíveis e o fetch passou a ser convencionalizado como a distância normal, na direção do vento, da praia à estrutura a ser projetada. Pela Figura 3a é mostrado o aspecto geométrico do método para águas oceânicas aplicado em Itaipu.

Em águas interiores, devido à presença das margens, é comum que o fetch tenha valores inferiores aos obtidos em águas oceânicas (MARQUES & GUETTER, 2011).

Em estudos recentes em lagos, reservatórios e estuários, são tentadas correlações, algumas menos óbvias, do fetch com temas variados, como evaporação (TANNY et al. 2011), bancos de macrófitas aquáticas (HAKANSON & BOULION, 2002; ZHU et al. 2012; Pierini e Thomaz, 2009), estratificação térmica (GORHAM e BOYCE. 2009; WEINBERGER; VETTER 2012), geomorfologia (Ashton et al. 2009; Nordstrom & Jackson 2012), altura de ondas (EKEBOM et al. 2003; TOLVANEN & SUOMINEN, 2005; MARQUES & GUETTER, 2011) e transporte de sedimentos (NÖGES ; KISAND 1999).

No ambiente de águas interiores, o fetch é influenciado pelo formato das margens, geralmente de aspecto irregular e dendrítico. Neste ambiente continental é amplamente utilizado o método apresentado por Saville (1954), conforme Figura 3b, recomendado pelo U. S. Army Coastal Engineering Research Center, o qual consiste na construção de 19 linhas radiais a partir do ponto de incidência da onda em intervalos de 5°, de tal modo que as radiais extremas formem com a direção do vento um ângulo de 45°.

Cada uma destas radiais deve se estender até a margem. Para o cálculo do fetch, este passa a ser obtido pela ponderação pelo cosseno destes ângulos, conforme equação 1.

$$F = \frac{\sum_i x_i \cos \alpha_i}{\sum_i \cos \alpha_i} \quad (1)$$

onde α_i é o ângulo entre a direção principal e a direção secundária e x_i é o comprimento na direção secundária.

O método proposto por Saville (1954) tornou-se bastante difundido no meio técnico, talvez por contemplar o efeito da margem na transmissão

de energia do vento através de uma abordagem geométrica.

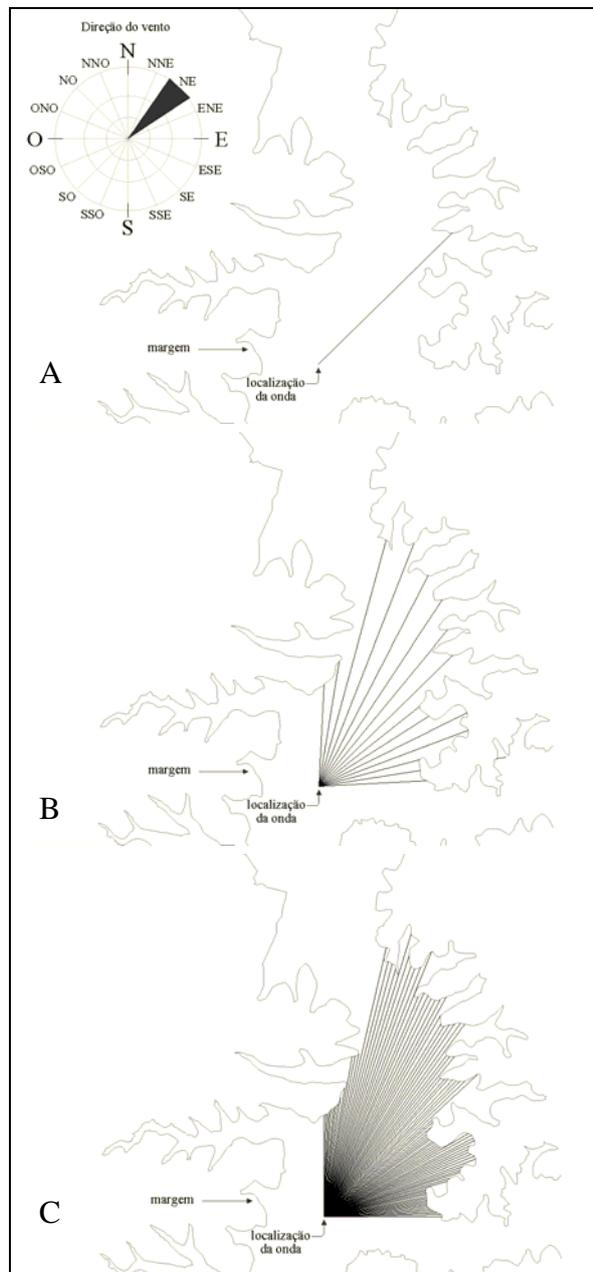


Figura 3 - Aspecto geométrico resultante da determinação do fetch em águas interiores pelos métodos: (a) oceânico; (b) Saville; (c) Saville em alta resolução

O método de Saville (1954) é baseado nas seguintes hipóteses: (1) O vento, ao deslocar-se, transfere energia à superfície da água na direção do vento e em todas as direções dentro da

amplitude de 45 graus para cada lado tomando a direção do vento como referência. (2) O vento transfere uma quantidade unitária de energia para a água ao longo da radial central na direção do vento. Nas radiais auxiliares a energia fornecida pelo vento é proporcional ao cosseno do ângulo entre a radial e a direção do vento. A influência de cada uma destas radiais pode ser observada através da Tabela 1. (3) Considera-se que a direção do vento é uniforme, a qual se mantém na mesma direção dentro da área de geração. (4) O método considera que o vento, soprando da terra em direção à água, entra em contato com a superfície líquida assim que cruza a margem. Escrito de outra forma, o método considera que o vento sopra de forma perfeitamente tangente ao relevo.

Tabela 1 - Quantidade de energia transferida pelo vento para gerar a onda

α	0°	5°	10°	15°	20°
cos α	1	0,996	0,985	0,966	0,94
α	25°	30°	35°	40°	45°
cos α	0,906	0,866	0,819	0,766	0,707

Fonte: SAVILLE (1954)

A obtenção da representação do fetch como um campo foi realizada com base no método de Saville pela concepção de um modelo computacional em linguagem LISP denominado ONDACAD, o qual permite determinar através de um mapa georeferenciado, a distribuição do fetch para cada uma das dezesseis direções.

Como ângulos entre linhas auxiliares inferiores a cinco graus podem ser aplicados (U.S. ARMY COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER, 1983), decidiu-se por utilizar ângulos de um grau, aproximando, deste modo, a razão discreta proposta por SAVILLE (1954) em uma relação contínua, conforme Figura 3c e aproximada pela seguinte formulação integral:

$$F = \frac{\int_{-\alpha}^{\alpha} F \cos(\phi) d\phi}{\int_{-\alpha}^{\alpha} \cos(\phi) d\phi} \quad (2)$$

na qual $\pi/2 \geq \alpha \geq 0$

A diferença nos resultados gerados por diferentes métodos de determinação do fetch é bastante significativa. Em estudos no reservatório de Ilha Solteira, localizado no rio Paraná (20°22' S 51°21' W) resultados não convergiram. Pelos estudos de

Lima et al. (2003) utilizando-se o método oceânico, o maior fetch obtido foi de 48 km. Já pela aplicação do método de Saville (1954) por Marques et al. (2007) foi obtido um comprimento de 12,3 km. Um desvio de quase 400% entre os resultados.

Especificamente no reservatório de Itaipu Fendrich (1988), visando estudos de erodibilidade de margem provocada pela ação de ondas geradas pelo vento, o qual determinou o fetch efetivo pelo método de Saville (1954), obtendo 10,65 quilômetros incidindo na barragem para ventos provenientes da direção norte. Em estudo visando a porção sul do reservatório, Marques et al. (2012), considerando ventos de nordeste determinaram que os resultados obtidos pelo método oceânico chegaram a atingir um desvio máximo de 249% em relação ao método proposto por Saville (1954). Estes desvios evidenciam a importância em investir esforços em soluções que permitam a determinação do fetch de modo confiável.

MODELO COMPUTACIONAL

A aplicação do método de Saville (1954) em alguns pontos isolados do reservatório se mostra tarefa excessivamente trabalhosa, mesmo fazendo uso de programas gráficos e planilhas eletrônicas. A determinação do fetch, em ponto e direção quaisquer do lago, ficou condicionada à forte influência da irregularidade da margem, dificultando a indicação segura de um ponto como a localização do Fetch máximo.

A automatização da obtenção do fetch vem sendo tentada pelo uso de ferramentas computacionais, principalmente voltadas a atividades de geoprocessamento (ROHWEDER et al., 2008; EKEBOM et al., 2003; MURTOJARVI et al., 2007;). As tentativas, no entanto, têm demonstrado o inconveniente de depender fortemente de projetistas familiarizados com sofisticados ambientes computacionais de geoprocessamento e pela execução imprescindível de três etapas: (1) pré-processamento, o qual inclui a preparação de mapas e arquivos; (2) processamento; (3) Pós-processamento, necessário para adequar os resultados para o formato GIS.

Apesar de constituir em uma inegável contribuição, os resultados gerados não permitem identificar o fetch em toda a extensão da superfície livre para determinada direção, mas somente os valores nas margens.

A importância em determinar o fetch em locais afastados das margens e a necessidade de sim-

plificação do processo de cálculo levou a outra abordagem. Certamente a conclusão sobre o maior fetch seria mais precisa tanto quanto maior fosse a quantidade de pontos considerados de modo a contemplar toda a superfície do corpo de água.

O conceito para a execução do modelo computacional parte do estabelecimento de uma malha que permita discretizar a representação da superfície do reservatório, tendo a margem como fronteira. Os pontos de interesse para a determinação do fetch são os nós da malha, os quais seriam percorridos de modo automatizado. Pela Figura 4 é mostrada uma representação deste conceito. Na imagem o reservatório recebe uma malha estruturada quadrangular.

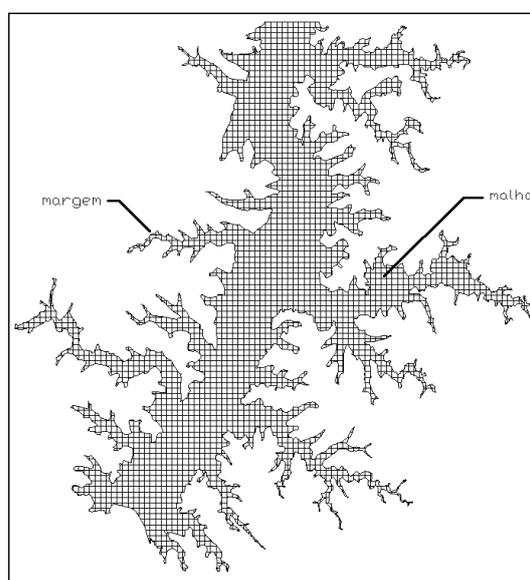


Figura 4 - Aspecto do modelo ao receber uma malha de 1000m de resolução

Desta maneira, surgiu a necessidade de uma ferramenta que utilizasse os recursos gráficos aliados a uma capacidade de processamento matemático permitindo a discretização da superfície do lago e a posterior determinação dos valores de fetch para cada direção, em cada nó da malha. Após investigar algumas linguagens computacionais, decidiu-se por utilizar a linguagem computacional LISP, por dispor de uma variedade suficiente de recursos de manipulação de estruturas de dados genéricos aliada a uma imprescindível interface gráfica. Por tratar-se de uma linguagem orientada a objetos, os modelos em LISP têm demonstrado grande versatilidade na aplicação de métodos essencialmente geométricos.

Um grande desafio tem sido fazer com que um programa de natureza geométrica se comporte como um modelo de natureza numérica, possibilitando a automatização de respostas.

Na execução do modelo computacional, a poligonal que representa a margem, por contornar a superfície livre, é interpretada pelo programa como o objeto de referência na circunscrição da malha. Portanto, a margem é interpretada como um contorno no qual a malha não pode atravessá-lo. A base para o traçado da margem pode constituir-se em um mapa, uma foto aérea ou uma imagem de satélite, sendo esta última opção a utilizada pelo presente trabalho. Ao executar o programa é solicitada ao operador a indicação da margem, a direção e a distância entre os nós da malha. A linha da margem é informada pelo uso do mouse. A distância entre os nós e a direção do vento é fornecida, via teclado, diretamente na linha de comando do ambiente CAD, pelo projetista.

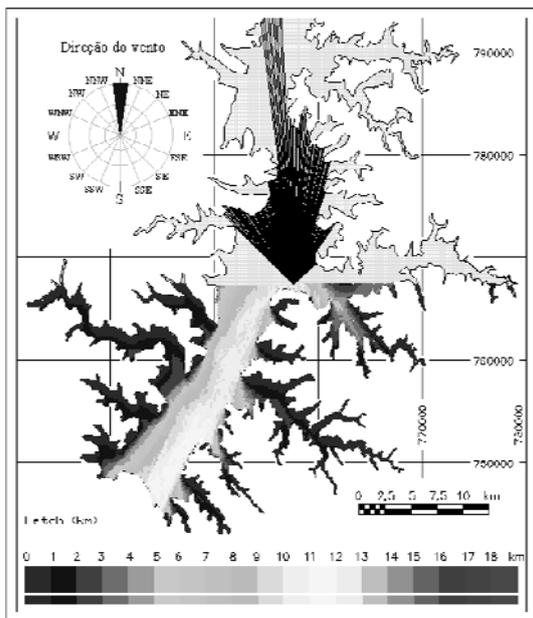


Figura 5 - Detalhe dos elementos gráficos envolvidos na execução do modelo

O programa percorre cada nó da malha aplicando o método proposto por Saville (1954) aperfeiçoado de modo a aplicar uma linha auxiliar a cada grau.

A Figura 5 e a Figura 6 ilustram uma situação em que o processamento foi interrompido pro-

positalmente de modo a demonstrar os elementos anteriormente descritos. Trata-se da execução do programa para a direção norte.

O objetivo da Figura 6 é o de mostrar o exato posicionamento da origem das linhas auxiliares sobre cada nó da malha gerada

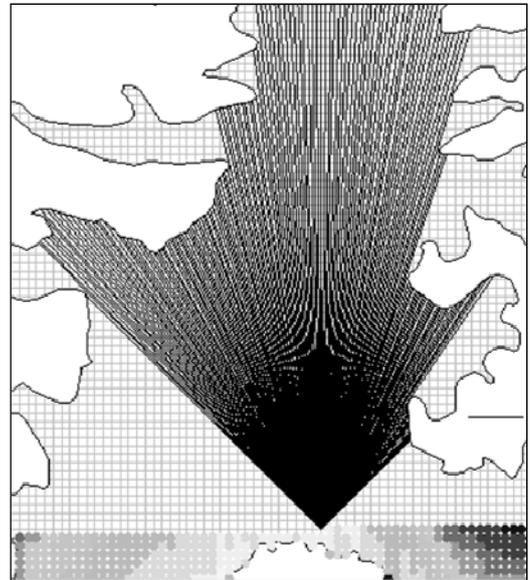


Figura 6 - Ampliação de parte da Figura 5

A liberdade do projetista na escolha da distância entre os nós da malha é condicionada pela relação entre o tempo de processamento e a quantidade de nós a processar. Para o reservatório analisado, o tempo de processamento relaciona-se à resolução da malha através da equação:

$$E = 445,6t^{-0,5} \quad (3)$$

onde E é o espaçamento entre nós da malha em metros e t o tempo de pré-processamento em horas.

Sendo a configuração computacional disponível um computador com processador da classe Celeron, ambiente Windows XP e 1024 GB de memória, e dada a relação inversa entre o espaçamento da malha e o tempo de processamento, foi adotada a resolução gerada por quinze mil células, a qual demanda um tempo de processamento de aproximadamente cinco horas e meia. Esta condição é atingida por uma malha de duzentos metros de resolução. Este espaçamento é facilmente calculado pela raiz quadrada da razão entre a superfície modelada do reservatório e a quantidade adotada de nós da malha (15.000).

O aspecto visual de diferentes resoluções pode ser verificado pela Figura 7.

Resoluções maiores trariam poucos benefícios visuais, considerando a reprodução em tamanho A4. Além do mais aumentariam o tempo de processamento de modo mais do que proporcional. Devido ao tempo elevado de processamento, o processo de mapeamento da distribuição do fetch foi subdividido em etapas de pré-processamento e processamento.

A atividade de pré-processamento é executada uma única vez para cada uma das dezesseis direções, gerando um arquivo em formato ascii para cada direção. Estes arquivos de dados são estruturados de modo a possuírem dados tabulados em três colunas, respectivamente a latitude, a longitude e o fetch em metros, conforme a Figura 8.

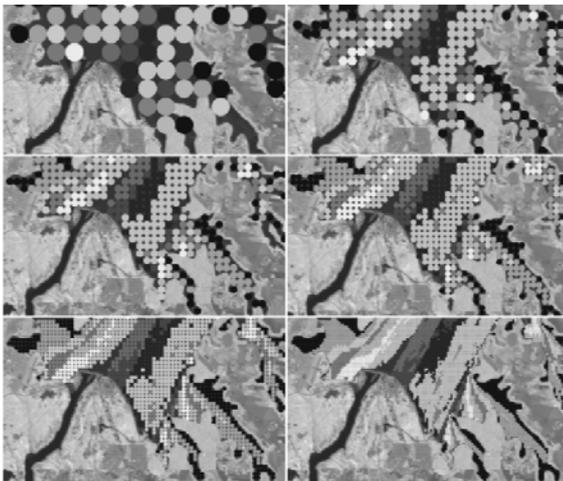


Figura 7 - Determinação do fetch, em Km, para diferentes resoluções de malha, iniciando a partir do canto superior esquerdo o emprego de espaçamentos de 1000, 500, 400, 300, 200 e 100 m

direção		malha
dir90-200		
(749000	7194200	9589.9)
(748800	7194200	9391.8)
(748600	7194200	8915)
(748400	7194200	8658.2)
(748200	7194200	9030.2)
(748000	7194200	7641.2)
(747800	7194200	7777.1)
(747600	7194200	7966)
(747400	7194200	6810.8)
latitude	longitude	fetch

Figura 8 - Estrutura dos dados em formato ascii

O arquivo representado pela Figura 8 refere-se, portanto, à direção Norte (90 graus conforme convenção trigonométrica) e malha com resolução de 200 metros.

O aspecto do mapa gerado com base no arquivo da Figura 8 é mostrado pela Figura 9. A direção norte foi escolhida em caráter ilustrativo por complementar a Figura 5 e a Figura 6.

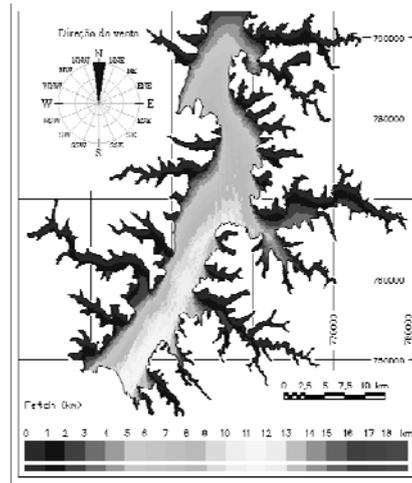


Figura 9 - Distribuição do fetch para a direção norte

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O processamento foi executado para as 16 direções, usando-se a malha de 200 m de resolução, e os mapas gerados encontram-se na Figura 10 e Figura 11.

Comparativamente a Fendrich (1988), o qual determinou um fetch de 10,65 quilômetros de extensão incidente na barragem para ventos de norte, o presente trabalho determinou um comprimento de 12 quilômetros para o ponto de mesmas coordenadas. A diferença é justificável, haja vista aspectos relacionados ao processamento automatizado, o qual permitiu aproximar o método de Saville (1954, 1962) por uma formulação integral, além da representação das margens que passou a ser realizada com base em imagem de satélite.

Pelos mapas gerados, não é incomum que o valor máximo do fetch ocorra a certa distância das margens opostas à direção do vento e de modo mais centralizado no reservatório. Esta constatação pode lançar luz sobre os critérios de dimensionamento do bordo livre de barragens, a qual é precedida, normalmente, pela determinação do maior valor de

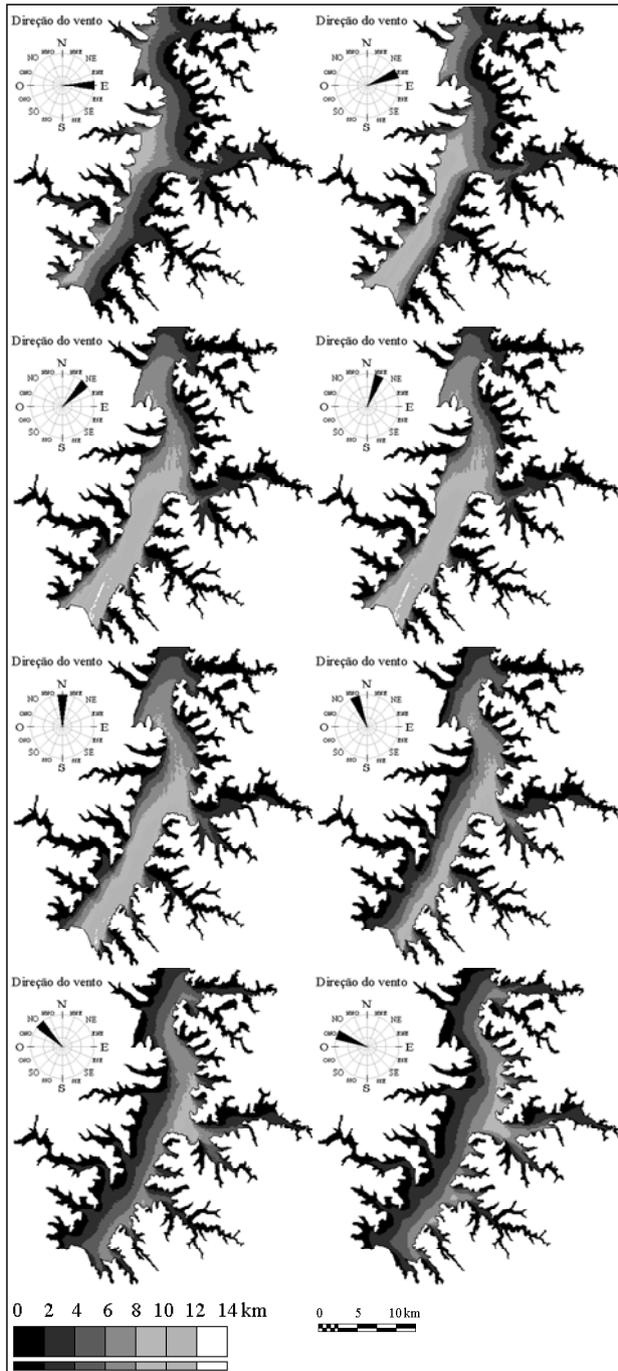


Figura 10 - Distribuição do fetch para as direções E e ONO

fetch na barragem. Este procedimento é justificado pelos projetistas pelo fato de que uma importante função do bordo livre é justamente a de impedir que ondas possam galgar o talude e ultrapassar o ponto mais alto do barramento. No entanto, como a

onda possui a capacidade de se propagar, conclui-se que valores máximos de fetch que ocorrem no interior do reservatório teriam condições de gerar ondas que poderiam atingir o talude.

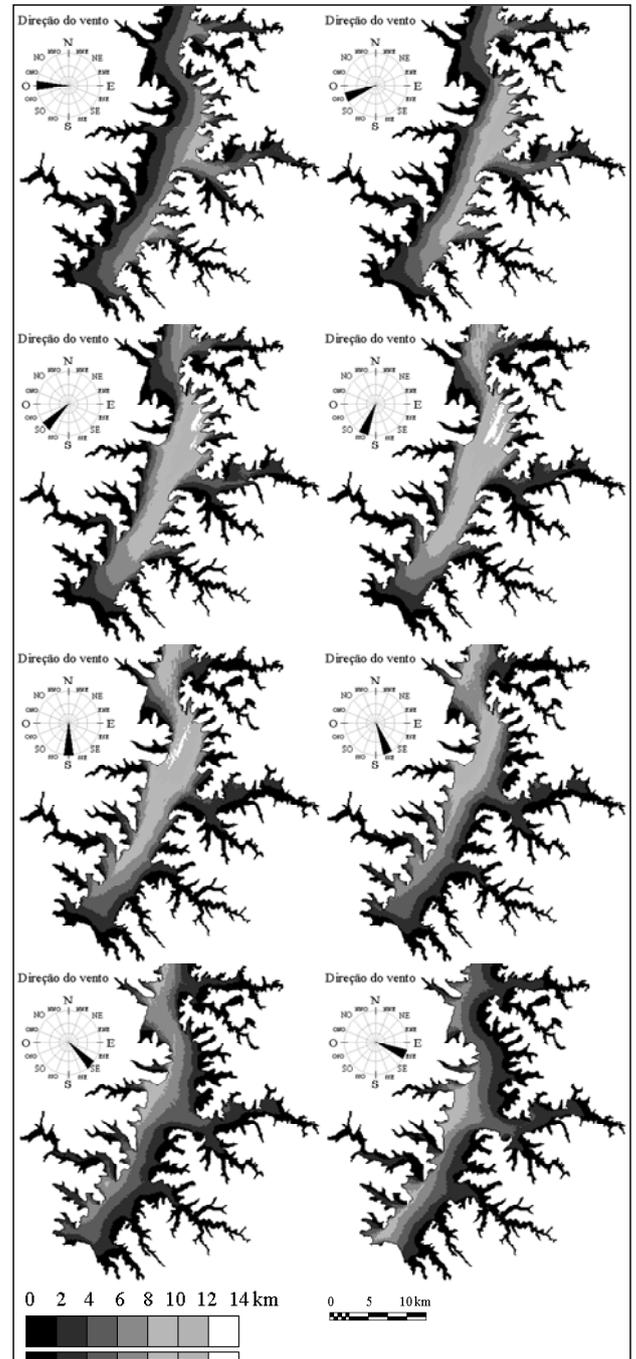


Figura 11 - Distribuição do fetch para as direções O a ESE

Portanto, considerando alguns dos mapas temáticos na Figura 10 e na Figura 11, conclui-se que a determinação do bordo livre deve considerar

não somente os maiores valores de fetch na barragem, mas verificar os maiores valores de fetch no interior do reservatório, os quais poderiam gerar ondas que se propagariam até a barragem.

Os maiores valores de fetch para cada direção estão apresentados pela Tabela 2 e a representação por um diagrama do tipo radial é feita pela Figura 12.

Tabela 2 - Maiores valores de fetch para 16 direções

Direção	E	ENE	NE	NNE	N	NNO	NO	ON	O
Fetch máx (km)	10,1	11,2	12	12,1	12	11	11,1	9,3	
Direção	O	OSO	SO	SSO	S	SSE	SE	ESSE	
Fetch máx (km)	10,1	11,1	12,3	13	12,2	12	10,3	9,7	

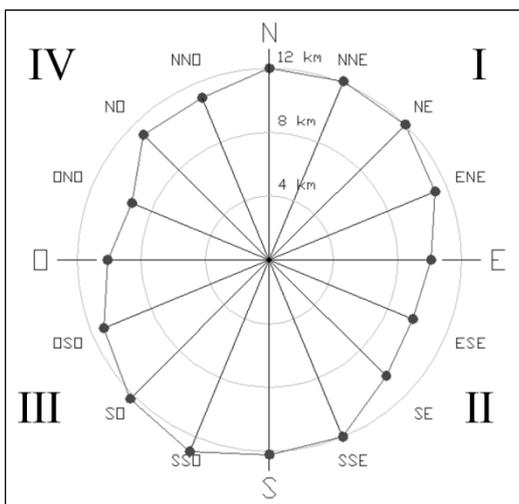


Figura 12 - Maiores valores de Fetch

Apesar do aspecto dendrítico do reservatório, os valores de fetch máximos para cada direção se mantiveram entre 9,3 e 13 quilômetros, mostrando-se sensivelmente superiores para os valores de fetch para ventos dirigidos aos quadrantes ímpares. O valor médio do fetch é de 11,25 km e o desvio padrão é de 9,6%.

Nota-se que a maior dimensão livre do reservatório dirige-se predominantemente na direção dos quadrantes ímpares. Isto deve-se à direção predominante do reservatório, conforme Figura 13.

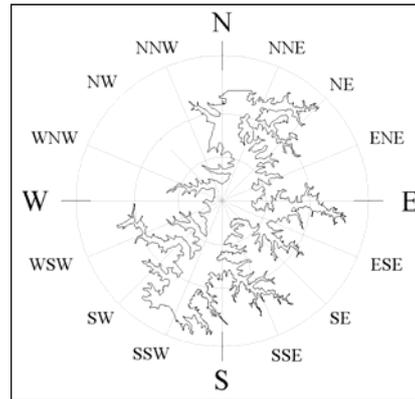


Figura 13 - Orientação do reservatório

O comprimento livre da ordem de 50 km na direção predominante, comparado à largura da ordem de 5 km pode induzir o projetista a esperar valores de fetch muito superiores para ventos orientados na direção da antiga calha do rio Paraná.

De acordo com a Figura 12, no entanto, os valores de fetch nas direções dos quadrantes ímpares foram apenas ligeiramente superiores em torno de 15%.

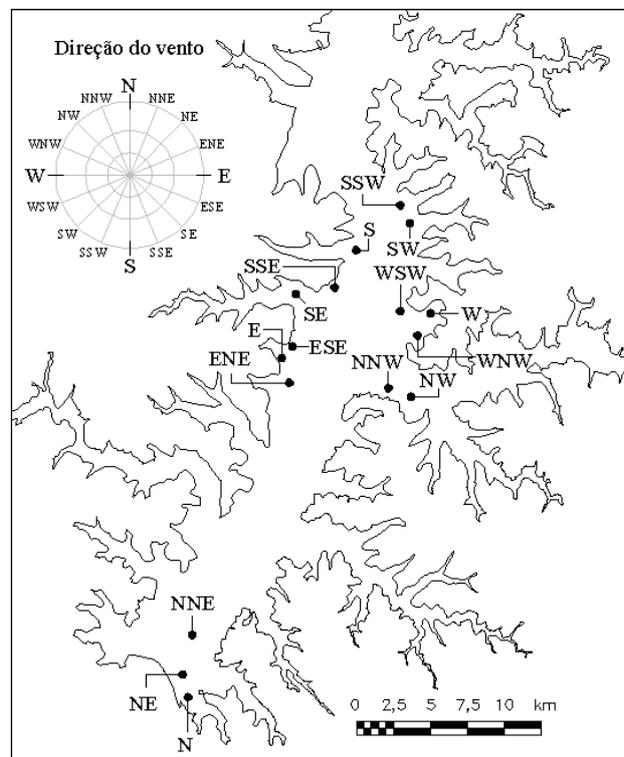


Figura 14 - Localização dos maiores valores de fetch

A Figura 14 ilustra a localização da ocorrência dos maiores valores de fetch no reservatório. Percebe-se que a maioria das localizações estão concentradas na região média do lago e na região próxima a barragem.

CONCLUSÃO

Pelo presente trabalho foi apresentado o conceito da distribuição do fetch e do aplicativo computacional denominado ONDACAD os quais permitiram a determinação do fetch de modo preciso, eliminando definitivamente o caráter subjetivo de sua determinação em águas continentais.

O programa, executado em linguagem LISP, ao ser processado em cada nó da malha, eliminou a subjetividade do operador no processo, gerando regiões identificadas através de escala cromática. Isto permitiu determinar o comprimento dos maiores valores de fetch, além de possibilitar a localização das coordenadas dos pontos de ocorrência.

O método proposto por Saville (1954), de aplicação trabalhosa pelo projetista, por exigir uma excessiva quantidade de operações gráficas, pôde ser aplicado com sucesso pela utilização de processamento computacional e gerando, de modo original, mapas de distribuição do fetch.

Os mapas mostraram que os maiores valores de fetch podem ocorrer no interior do reservatório, promovendo a formação de ondas que podem se propagar e atingir a barragem, contribuindo para uma reflexão sobre os métodos de determinação do bordo livre de barragens.

Apesar de que o tempo de pré-processamento para cada direção pode ser considerado alto (5,5 horas), o modelo apresenta a vantagem de ser aplicado somente uma única vez para cada direção, reduzindo posteriormente o tempo de geração do mapa para 30 segundos, para o equipamento disponível e a resolução adotada.

O presente trabalho contribuiu de forma significativa para demonstrar de modo seguro a viabilidade e a utilidade de considerar o fetch como um campo, permitindo estender este conceito a outros elementos de interesse em estudos em águas continentais como, por exemplo, campos de ondas geradas pela ação do vento, seiches e tensões de fundo devido à propagação de ondas em águas rasas e intermediárias.

Cabe mencionar que não foi realizada uma análise comparativa em relação ao uso de diferentes

resoluções de malha. Esta atividade deverá ser realizada em trabalhos futuros.

AGRADECIMENTOS

À CAPES e ao Programa de Pós-graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental da Universidade Federal do Paraná pelo financiamento da bolsa de doutorado e à Universidade Estadual de Maringá pela licença para estudos do primeiro autor e ao CNPq pela bolsa de pós-doutorado do segundo autor.

REFERÊNCIAS

ANDRADE, F. O.; GUETTER, A. K.; GONÇALVES J. E.; GONÇALVES R. C.. Implementação e análise de sensibilidade do modelo numérico hidrodinâmico Delft-3D para o reservatório de Itaipu. XXI CONGRESSO LATINO AMERICANO DE HIDRÁULICA. São Paulo, Brasil, 2004

ASHTON, A. D.; MURRAY, A. BRAD ; LITTLEWOOD, RYAN ; LEWIS, DAVID A. ; HONG, PAULINE. Fetch-limited self-organization of elongate water bodies. *Geology*, v..37, p.187, Feb, 2009.

CERC – Coastal Engineering Research Center. Shore Protection Manual, Department of the Army Corps of Engineers, vol.1/2, Whashington D. C., 1973.

EKEBOM, J., LAIHONEN, P. & SUOMINEN, T. A GIS-based step-wise procedure for assessing physical exposure in fragmented archipelagoes. *Estuarine, coastal and shelf science* 57, p. 887-898. Elsevier, 2003.

FENDRICH, R. Formacao de Ondas e Identificacao de Pontos Erodiveis na Margem Esquerda do Reservatorio de Itaipu. Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Engenharia – Caderno de Recursos Hidricos*, Associacao Brasileira de Recursos Hidricos, v. 6, n. 2, p. 7-21, Novembro, 1988.

GORHAM, E.; BOYCE F. M. Influence of Lake Surface Area and Depth Upon Thermal Stratification and the Depth of the Summer Thermocline. *Journal of Great Lakes Research*. v. 15, Issue 2, p. 233–245, 1989.

- HÅKANSON, L. ; BOULION, V. Empirical and dynamical models to predict the cover, biomass and production of macrophytes in lakes. *Ecological Modelling*, 2002, v.151, p.213-243, 2002.
- ROHWEDER, J.; ROGALA, J. T.; JOHNSON, B. L.; ANDERSON, D.; CLARK, S.; CHAMBERLIN, F.; RUNYON, K. Application of Wind Fetch and Wave Models for Habitat Rehabilitation and Enhancement Projects. **U.S.** *Geological Survey manual*. 2008.
- LIMA, S. F. ; NASCIMENTO, M. F. ; UAISSONE, A. J. R. ; NEVES, C. F. Estimativa das maiores ondas geradas pelo vento no reservatório de Ilha Solteira. ANAIS DO X SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, v. 1. p. 1-19, 2003.
- MARQUES, M, MACIEL G. F., DALL'AGLIO SOBRINHO M. Estimativa das máximas pistas de vento no reservatório da barragem de Ilha Solteira, Estado de São Paulo. *Acta Scientiarum – Technology*. v.29 n.1 p. 79-84, 2007.
- MARQUES, M; GUETTER, A. K. . Determinação da distribuição do Fetch no Reservatório de Itaipu In: XIX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS. Maceió/AL, Brasil, Nov/2011.
- MARQUES, M.; GUETTER, A. K.; MANNICH, M.; FERNANDEZ, R. L. (2012). Estudo comparativo da distribuição do fetch em reservatórios XXV CONGRESSO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA. San Jose, Costa Rica. Set/2012.
- MURTOJÄRVI, M.; SUOMINEN, T.; TOLVANEN, H.; LEPPÄNEN, V.; NEVALAINEN, O. S. Quantifying distances from points to polygons—applications in determining fetch in coastal environments. *Computers and Geosciences*, v.33, p.843-852, 2007.
- NÖGES, P. ; KISAND, A. Horizontal distribution of sediment phosphorus in shallow eutrophic Lake Võrtsjärv (Estonia). *Hydrobiologia*, v.408, p.167-174, 1999.
- NORDSTROM, K. F. ; JACKSON, N. L. Physical processes and landforms on beaches in short fetch environments in estuaries, small lakes and reservoirs: A review. *Earth-Science Reviews*, v.111, p.232-247. 2012.
- PIERINI, S. A. ; THOMAZ, S. M. . Effects of Limnological and Morphometric Factors Upon Zmin, Zmax and Width of Egeria spp Stands in a Tropical Reservoir. *Brazilian Archives of Biology and Technology*. v. 52, p. 387-396, 2009.
- SAVILLE, T. The effect of fetch width on wave generation. *Journal Technical Memorandum.*, Washington, D.C, n. 70, 1954.
- SAVILLE, T., MCCLENDON, E. W., COCHRAN, A. L. Freeboard allowances for waves in inland reservoirs. *ASCE Journal of the Waterways and Harbors Division*, v. 88(WW2): p. 93-121, 1962.
- TANNY, J. ; COHEN, S. ; BERGER, D. ; TELTCH, B. ; MEKHMANDAROV, Y. ; BAHAR, M. ; KATUL, G.G. ; Assouline, S. Evaporation from a reservoir with fluctuating water level: Correcting for limited fetch. *Journal of Hydrology*. v.404, n.3, p.146-156, 2011.
- TOLVANEN, H.; SUOMINEN, T. Quantification of openness and wave activity in archipelago environments. *Estuarine, Elsevier, Coastal and Shelf Science*, v.64, p.436-446, 2005.
- WEINBERGER, S.; VETTER, M. Using the hydrodynamic model DYRESM based on results of a regional climate model to estimate water temperature changes at Lake Ammersee.. *Ecological Modelling*, v.244, p.38-48, 2012.
- ZHU, GUORONG ; LI, WEI ; ZHANG, MENG ; NI, LEYI ; WANG, SHENGRUI. Adaptation of submerged macrophytes to both water depth and flood intensity as revealed by their mechanical resistance. *Hydrobiologia*, v.696, p.77-93, 2012.

Fetch Distribution On The Itaipu Reservoir

ABSTRACT

In the studies involving large free surface inland bodies of water, such as lakes, reservoirs and estuaries, the fetch is obtained pointwise based on a pre-defined direction and on the shape of the margins. Since the fetch is based on geometrical concepts, its determination is strongly influenced by the irregular shape (generally dendritic) of the lakes or reservoirs. This fact combined with the laborious characteristic of the methods contributes to the high degree of uncertainty in determining the magnitude of the greater fetches.

In this context, this scientific communication presents a discussion on the concept of field of fetch. The use of this

concept was possible due to the development of a computational model named ONDACAD. The model allows reliable determination of the fetch field and the higher fetch and its geographic location. The model was applied to the southern portion of the Itaipu hydroelectric plant reservoir.

Keywords: *Wave. Wind. Freeboard. Itaipu*

Um Modelo para Simulação de Escoamentos em Aquíferos Subjacentes a Zonas Urbanas

José Eduardo Alamy Filho*, Michelle Crescêncio de Miranda*, Marcio Ricardo Salla*
zealamy@yahoo.com.br; michellemiranda_18@hotmail.com; mrsalla@feciv.ufu.br

Recebido: 16/04/13 - revisado: 02/05/13 - aceito: 16/06/13

RESUMO

O presente trabalho aborda a modelagem e a simulação do escoamento de águas subterrâneas em aquíferos não confinados, submetidos a singularidades como poços e córregos. Utilizou-se um modelo matemático horizontal, baseado na integração vertical da equação diferencial para a carga hidráulica no aquífero. A solução numérica foi construída com o método de diferenças finitas, aplicando condições de contorno internas para o tratamento de poços e córregos. Analisaram-se duas formas de modelar matematicamente o termo sumidouro da equação diferencial governante. Dois esquemas explícitos foram testados para o tratamento da derivada temporal: Euler, de primeira ordem, e Adams-Bashforth, de quarta ordem. Comparações evidenciaram que o segundo esquema apresenta resultados mais próximos da solução analítica, quando aplicado na vizinhança dos poços. Os resultados capturaram padrões de escoamento similares aos verificados em sistemas com múltiplos poços. Neste contexto, destacam-se cones de depressão pronunciados na vizinhança das áreas de maior concentração de poços, bem como a indução de campos de velocidade aproximadamente concêntricos aos pontos de extração de água. O modelo computacional, construído em uma plataforma simples, permite auxiliar futuras diretrizes para a gestão dos aquíferos em cidades que utilizam águas subterrâneas para abastecimento.

Palavras-chave: Águas subterrâneas. Modelagem e simulação. Poços tubulares.

INTRODUÇÃO

A proteção de aquíferos contra agentes poluidores, bem como a busca de uma exploração racional que evite o esgotamento localizado desses mananciais, constituem uma das principais preocupações das cidades que utilizam águas subterrâneas como fonte de abastecimento. Nesse sentido, a modelagem e simulação de escoamentos em aquíferos constituem as ferramentas disponíveis para prognósticos sobre os efeitos da implantação de novos poços em um sistema pré-existente, além da estimativa das trajetórias e concentrações de eventuais substâncias carregadas pela água percolante.

Aplicações de pacotes comerciais como o MODFLOW e o uso de programas de SIG constituem, atualmente, as formas mais difundidas para se calcular e mapear os campos hidrodinâmicos (carga hidráulica e velocidade) nos aquíferos. A

despeito disto, esses programas apresentam custos de aquisição/treinamento que constituem fatores limitantes ao seu uso, principalmente por órgãos municipais responsáveis pelo abastecimento de pequenas cidades. Alguns autores, como Karahan & Ayvaz (2008) propuseram o uso de planilhas eletrônicas tipo Excel, para a quantificação de campos hidrodinâmicos horizontais. Todavia, estas soluções podem exigir uma grande quantidade de planilhas, além de cuidadosa vinculação entre as diversas células utilizadas para a discretização dos domínios de cálculo.

O objetivo do presente artigo é apresentar as bases de um modelo numérico/computacional para a simulação de campos hidrodinâmicos em aquíferos livres, codificado em linguagem *Visual Basic* aplicada aos objetos do Excel. Este modelo utiliza esquemas numéricos clássicos, mas fornece um tratamento simples para representar a retirada de água pelos poços. Sistemas de múltiplos poços são comuns em áreas urbanas que utilizam águas subterrâneas para abastecimento. Esta característica torna o modelo propício para aplicação nessas áreas. Além do mais, o uso de planilhas eletrônicas apenas para entrada e saída de dados contribui para tornar o programa mais acessível aos gestores urbanos.

*Faculdade de Engenharia Civil/Universidade Federal de Uberlândia

MATERIAL E MÉTODOS

Modelo matemático

A equação governante do escoamento subterrâneo baseia-se na aplicação do princípio de Conservação de Massa de água em um elemento de volume infinitesimal do meio poroso. Na sua forma mais usual, esta equação apresenta a carga hidráulica do aquífero como variável dependente, relacionando-a com parâmetros hidrogeológicos como a condutividade hidráulica, a espessura saturada e o coeficiente de armazenamento. Nessas formulações, comumente são adicionados termos fonte ou sumidouro. No primeiro caso, pode ser modelado o afluxo de água ao aquífero por recarga direta ou indireta, bem como outras formas de injeção pontual ou difusa de água. No segundo caso, modelam-se as retiradas, como nos poços utilizados para abastecimento urbano, por exemplo.

Em geral, as dimensões horizontais (largura e extensão) dos aquíferos são muitas ordens de grandeza superiores à sua dimensão vertical (espessura). Nesse contexto, a equação tridimensional original pode ser simplificada a partir da sua integração ao longo da espessura saturada do meio poroso. O resultado desta operação fornece um modelo bidimensional promediado na vertical, simplesmente conhecido como modelo 2DH.

Para aquíferos livres, a espessura saturada da formação geológica depende da carga hidráulica, valor que varia com o tempo em função da posição da superfície do lençol. Nestes casos, a espessura saturada é calculada pela diferença entre a carga hidráulica (cota piezométrica ou cota do lençol freático) e a cota da base do aquífero. Assim, a equação diferencial 2DH utilizada para aquíferos livres é escrita como:

$$S_y \cdot \frac{dh}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left(B' \cdot K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(B' \cdot K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) - g_1 \cdot \delta + g_2 \quad (1)$$

Na Equação (1), h é a carga hidráulica do aquífero que, tomando como referência o nível médio dos oceanos, pode ser calculada como a cota altimétrica da superfície do lençol. Os termos S_y , K_x e K_y são, respectivamente, o rendimento específico e as condutividades hidráulicas do aquífero nas direções horizontais x e y . A espessura saturada B' , é obtida a partir da diferença entre a cota piezométrica local e a cota da base do aquífero ($h - ba$). O termo sumidouro g_1 representa a vazão de

água retirada por unidade de área horizontal do aquífero, enquanto g_2 é o termo fonte que representa o suprimento de água por recarga direta, decorrente da infiltração da água das chuvas.

Além do significado físico distinto, uma diferença importante entre os termos g_1 e g_2 é que o primeiro representa uma extração de água concentrada em um único ponto, portanto, dependente das coordenadas do poço (\vec{X}_p). Por isto, o termo g_1 é multiplicado pelo delta de Kronecker (δ). O segundo termo representa recarga que é distribuída em uma área, portanto, trata-se de um suprimento difuso de água. O delta de Kronecker é escrito como:

$$\delta = \begin{cases} 1 & \text{se } \vec{X} = \vec{X}_p \\ 0 & \text{se } \vec{X} \neq \vec{X}_p \end{cases} \quad (2)$$

Com a estimativa das cargas hidráulicas, as velocidades da água subterrânea podem ser obtidas a partir da Lei de Darcy. Em se tratando de aquíferos livres, as velocidades horizontais médias de percolação são obtidas dividindo-se as componentes de velocidades aparentes de Darcy, pela porosidade efetiva do aquífero. Este valor é equivalente ao rendimento específico (S_y) da formação.

Para solucionar a Equação governante (1), utilizam-se métodos numéricos convenientemente implementados em linguagens computacionais.

Aspectos de solução numérica

Para levar em conta as características locais do aquífero, a solução do modelo proposto exige uma etapa preliminar à simulação propriamente dita: a interpolação espacial de dados obtidos pontualmente. A partir disto, é possível estender as características do aquífero, criando uma malha uniforme de valores interpolados e construindo matrizes de dados que podem ser lidas pelo código computacional. Nesse contexto, uma série de trabalhos (VELÁSQUEZ & ROMANO, 2004; OLIVEIRA & CAMPOS, 2004; SOUZA, 2009) apresentaram dados pontuais e primários dos parâmetros hidrogeológicos e das características geométricas do aquífero Bauru, no município de Araguari (MG). Os dados desses estudos constituíram valores amostrais agrupados, georreferenciados e interpolados por Segantini (2010), estabelecendo matrizes de 250 x 250 pontos com a base do mapeamento do aquífero na zona urbana da referida cidade.

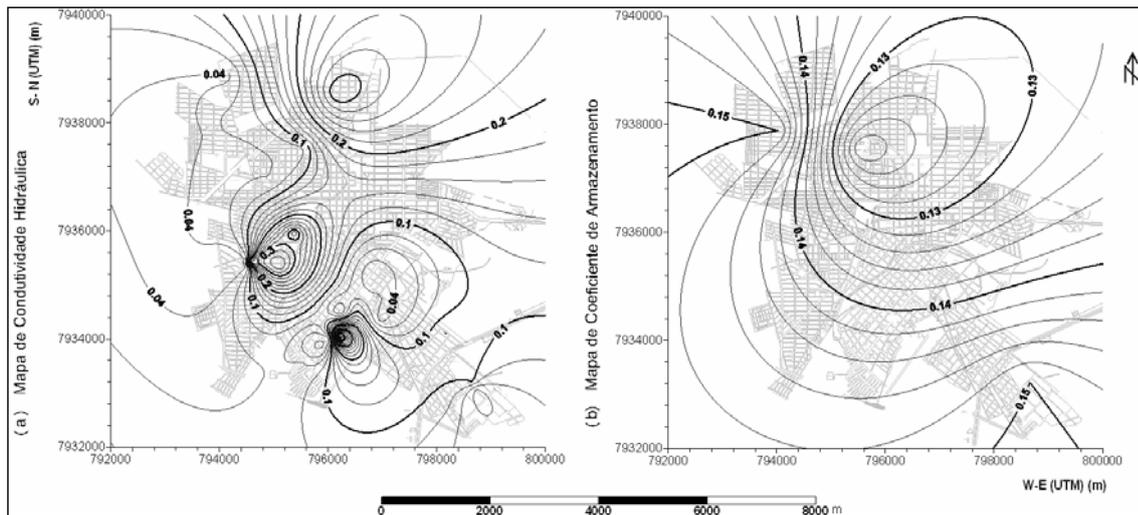


Figura 1 – Distribuição de parâmetros hidrogeológicos: (a) condutividade hidráulica [m/h]; (b) rendimento específico [adimensional]. Fonte: Alamy Filho & Segantini (2010).

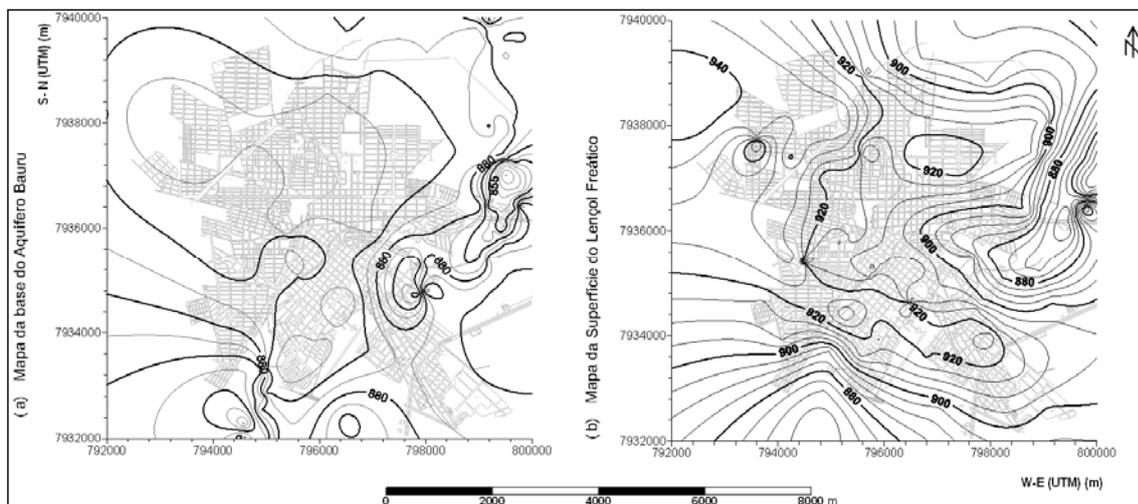


Figura 2 – Distribuição de características geométricas: (a) cota de base do aquífero [m]; (b) cota da superfície piezométrica inicial [m]. Fonte: Alamy Filho & Segantini (2010).

A existência prévia desse mapeamento, ilustrado pelas Figuras 1 e 2, direcionou a aplicação deste estudo para a citada região urbana. Dessa forma, os dados que foram diretamente utilizados para alimentar o presente modelo foram: a matriz de condutividade hidráulica (K_{ij}), tomada como isotrópica pela inexistência de informações sobre a anisotropia horizontal do aquífero; além das matrizes de rendimento específico ($S_{y\ ij}$), cota de base do aquífero (ba_{ij}) e cota da

superfície piezométrica (h_{ij}). Esta última foi utilizada como condição inicial para as simulações.

Neste trabalho, utilizou-se o método de diferenças finitas para tratamento numérico da equação diferencial governante (1). Neste contexto, todas as derivadas espaciais foram discretizadas por diferenças centrais de segunda ordem, enquanto que os esquemas explícitos de Euler (primeira ordem) e de Adams-Bashforth (de quarta ordem) foram aplicados para a derivada temporal. O domínio de cálculo foi fixado em 64 km^2 , representado pelo aquífero Bauru sotoposto à

cidade de Araguari. Esta área foi discretizada por uma malha regular de 250 x 250 nós, utilizando o mesmo refinamento que gerou os mapas das Figuras 1 e 2. A Equação (3) apresenta o esquema de Euler e a Equação (4), o esquema de Adams-Bashforth de 4ª ordem.

$$h|_{i,j}^{n+1} = h|_{i,j}^n + \Delta t \cdot f^n \quad (3)$$

$$h|_{i,j}^{n+1} = h|_{i,j}^n + \frac{\Delta t}{24} \cdot \{55 \cdot f^n - 59 \cdot f^{n-1} + 37 \cdot f^{n-2} - 9 \cdot f^{n-3}\} \quad (4)$$

$$f = \frac{\left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \cdot B' \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right)_{i,j} + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \cdot B' \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right)_{i,j} - g_1|_{i,j} \cdot \delta + g_2|_{i,j} \right\}}{S_y|_{i,j}} \quad (5)$$

Com o esquema de Euler, a derivada temporal foi discretizada de forma que a solução obtém as cotas piezométricas (cota da superfície freática) em um instante futuro ($n+1$), para cada nó i,j , a partir de valores conhecidos no instante atual (n). Esquemas temporais de ordem superior, como o de Adams-Bashforth, possuem o atributo de conservar parte da história do escoamento. Isto ocorre porque as cargas hidráulicas, calculadas em quatro níveis de tempo anteriores ($n-3$, $n-2$, $n-1$ e n), influenciam nos valores estimados para o instante futuro ($n+1$). Esta capacidade de considerar uma parcela da “memória” do escoamento constitui uma alternativa interessante nos casos em que as velocidades são pequenas, conforme ocorre com fluxos de água que atravessam formações sedimentares como os arenitos.

Indexação de singularidades internas

Em aquíferos subjacentes a zonas urbanas, é comum a presença de singularidades que estão conectadas ao manancial de água subterrânea. Dentre estas singularidades, destacam-se poços tubulares que extraem ou injetam água no sistema, além de corpos de água superficiais que podem ser afluentes ou influentes. Em relação aos poços tubulares, a extração de água é a operação mais comum em função das necessidades de abastecimento, irrigação, entre outras. A injeção de água a partir de poços pode ser verificada em situações de recarga artificial ou na remediação de mananciais poluídos. Por outro lado, corpos de água superficiais interconectados ao aquífero podem assumir funções drenantes, atuando

como linhas de descarga, ou funções de suprimento de água, atuando como linhas de recarga. Este item restringe-se à descrição de como o modelo numérico proposto interpretou e absorveu singularidades como poços e córregos.

Na extensão do domínio de cálculo considerado, diante de uma varredura em todos os nós da malha de discretização, verifica-se que há pontos situados próximos de poços e outros na vizinhança de córregos. Por outro lado, a maioria dos nós situa-se distante dessas singularidades, não sofrendo influência direta delas. Neste contexto, o modelo proposto utiliza uma função dita indicadora, cuja finalidade é apontar quais nós estão submetidos ao efeito direto das singularidades. Esta função utiliza números inteiros, de maneira que cada índice possui um significado. Dessa forma, atribui-se um índice a cada nó i,j da malha. Assim, escreve-se matematicamente a função indicadora como: $I_{i,j} = 0$ (para nós distantes de poços e de córregos), $I_{i,j} = 1$ (para nós próximos de poços) e $I_{i,j} = 2$ (para nós próximos de cursos de água superficiais). A Figura 3 ilustra a distribuição da função indicadora sobre o domínio de cálculo, correspondente à zona urbana de Araguari, MG.

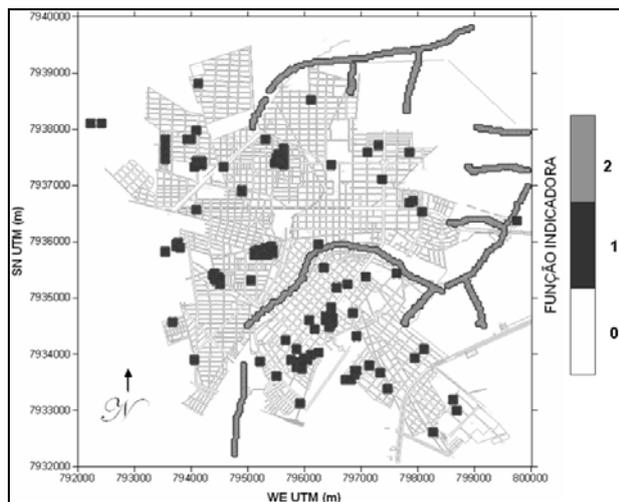


Figura 3 – Função indicadora de singularidades internas

O valor da função indicadora é importante para definir se é necessário utilizar o termo sumidouro g , no caso em que $I_{i,j} = 1$, ou se este mesmo termo sumidouro pode ser anulado, nos casos em que $I_{i,j} = 0$. Quando $I_{i,j} = 2$, é aplicada uma outra condição de contorno interna.

Para as simulações realizadas neste trabalho, não foram consideradas variações do nível de água dentro dos córregos, o que dependeria da aplicação de modelos hidrológicos *chuva/vazão* e do acoplamento destes modelos com equações hidráulicas de propagação de cheias. Aqui, a interação córrego/aquífero foi simplificada e consistiu unicamente na manutenção das cargas hidráulicas para pontos situados a menos de uma célula dos corpos de água superficiais. Assim, as cotas piezométricas de pontos nodais situados na vizinhança dos córregos, aqueles onde $I_{i,j} = 2$, foram mantidas as mesmas, desde o instante inicial da simulação. Por conseguinte, a solução para a carga hidráulica nesses pontos foi obtida simplesmente pela adoção de uma condição de contorno interna do tipo: $h|^{n+1}_{i,j} = h|^{n=0}_{i,j}$, em que $n=0$ refere-se à carga hidráulica de inicialização da simulação no ponto i,j .

Espalhamento de vazões

A rigor, em função do cálculo das cargas hidráulicas apenas nos nós da malha de diferenças finitas, só existiria vazão extraída se a coordenada de determinado nó fosse coincidente com a posição do poço. Em se tratando de uma malha estruturada e cartesiana isto praticamente nunca ocorre, uma vez que as coordenadas dos poços são independentes de qualquer regra de espaçamento. Assim sendo, para eliminar este problema que condicionaria a anulação do efeito dos poços, o modelo proposto utiliza uma função de espalhamento das vazões extraídas. O objetivo desta função é transferir, para os quatro nós mais próximos de um poço, parte da vazão que é extraída do aquífero. Assim, a vazão real, que aparece concentrada no poço, é substituída por quatro vazões, cada uma delas concentrada em um nó. Estes nós são vértices da célula que contém o poço. A Figura 4 ilustra este esquema de espalhamento de vazões. No caso, um poço que extrai uma vazão real Q_p tem seu efeito substituído pelas vazões Q_1, Q_2, Q_3 e Q_4 , retiradas nos pontos nodais mais próximos.

A função de espalhamento utilizada foi uma distribuição tipo Kernel Triangular. Esta função atua como um peso que distribui as vazões extraídas nas posições $\vec{X}_p = (x_p, y_p)$ para as posições nodais mais próximas $\vec{X}_i = (x_i, y_i)$, levando em conta que os nós da malha são

distanciados por espaçamentos Δx e Δy . A função Kernel Triangular é definida como:

$$Kernel(r) = \begin{cases} 1-|r| & \text{para } |r| \leq 1 \\ 0 & \text{para } |r| > 1 \end{cases} \quad (6)$$

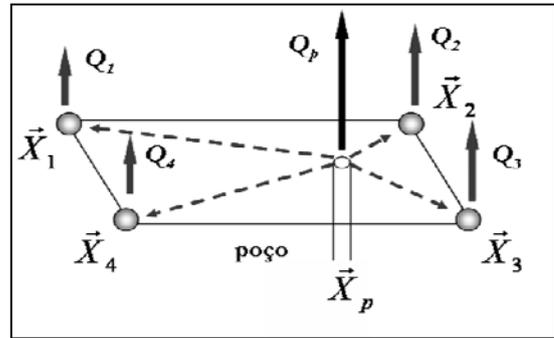


Figura 4 – Esquema de posicionamento relativo entre um poço e os nós mais próximos, com destaque para o espalhamento da vazão para os pontos nodais

As distâncias relativas do nó para o poço são representadas por: $r_x = (x_i - x_p) / \Delta x$ e $r_y = (y_i - y_p) / \Delta y$. Enfim, a vazão retirada do poço $Q(\vec{X}_p)$ é distribuída para o nó, de acordo com:

$$Q(\vec{X}_i) = \sum \left\{ Kernel(r_x) \cdot Kernel(r_y) \cdot Q(\vec{X}_p) \right\} \quad (7)$$

Com a disseminação de vazões a partir dos poços, cria-se uma matriz de vazões extraídas $Q_{ij} = Q(\vec{X}_i)$, cujos valores apenas são diferentes de zero em pontos nodais situados a menos de uma célula do poço. Esse comportamento evita que a disseminação de vazões ocorra até pontos muito distantes do poço, o que afastaria o modelo da realidade e aumentaria o custo computacional da solução numérica. Note-se que o somatório presente na Equação (7) também considera que há pontos nodais que podem acumular parcelas de vazão de mais de um poço. Esta situação é bastante comum quando há extrações de água em pontos muito próximos.

Apesar disto, não é exatamente a vazão Q_{ij} que representa o termo sumidouro g_i da equação diferencial governante. Isto ocorre porque os termos sumidouro do modelo 2DH devem apresentar unidades correspondentes a uma vazão retirada por unidade de área horizontal ou, dimensionalmente, $[g_1] = LT^{-1}$.

Com isto, o modelo desenvolvido neste trabalho considera que a vazão $Q_{i,j}$ é retirada dentro de um raio de influência do ponto nodal. Neste caso, foram testados dois raios de influência, os quais são descritos pelas Equações (8) e (9):

$$Rinf_1 = \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2} \quad (8)$$

$$Rinf_2 = \sqrt{\left(\frac{\Delta x}{2}\right)^2 + \left(\frac{\Delta y}{2}\right)^2} \quad (9)$$

Assim, considerando um raio de influência genericamente escrito como $Rinf$, o termo sumidouro das equações discretizadas passa a ser calculado como:

$$g_1 = \frac{Q_{i,j}}{(\pi \cdot Rinf^2)} \quad (10)$$

Salienta-se que esta equação abrange tanto pontos situados a distâncias menores que uma célula em relação a um poço, quanto pontos distantes destas singularidades. Neste último caso, tem-se $Q_{i,j}=0$, o que automaticamente elimina o termo sumidouro em pontos distantes dos poços.

RESULTADOS

Para a simulação do modelo, um código computacional foi implementado dentro do programa Excel, no seu módulo de VBA (*Visual Basic for Applications*). Um aspecto que contribuiu para adoção desta linguagem foi a possibilidade de utilizar diretamente as planilhas como objetos de entrada e de saída de dados, bem como as ferramentas gráficas para visualização dos resultados concomitantemente à execução do programa. É natural que esta linguagem perca, em relação à agilidade de processamento, para outras mais robustas como o Fortran ou o C++. Todavia, a capacidade de realizar desde o pré até o pós-processamento dentro de um programa amigável, atua como um atrativo da linguagem VBA.

As simulações basearam-se em de uma rede de 114 poços, distribuídos na cidade de Araguari (Figura 5). Os instantes de tempo (t) utilizados nos modelos foram contados a partir do acionamento simultâneo desses poços.

Nesta seção, os modelos numéricos resultantes da aplicação do esquema temporal de Eu-

ler, com raio de influência $Rinf_1$ (modelo 1) e do esquema de Adams-Bashforth de 4ª ordem, com raio de influência $Rinf_2$ (modelo 2), são comparados com um modelo semi analítico (modelo híbrido), apresentado por Alamy Filho & Segantini (2010). Este último é obtido por um acoplamento da solução numérica por diferenças finitas, nos nós cuja distância a qualquer um dos poços supera $Rinf' = (\Delta x + \Delta y)^{0,5}$, com a solução analítica de Neuman (1974) (em pontos próximos dos poços).

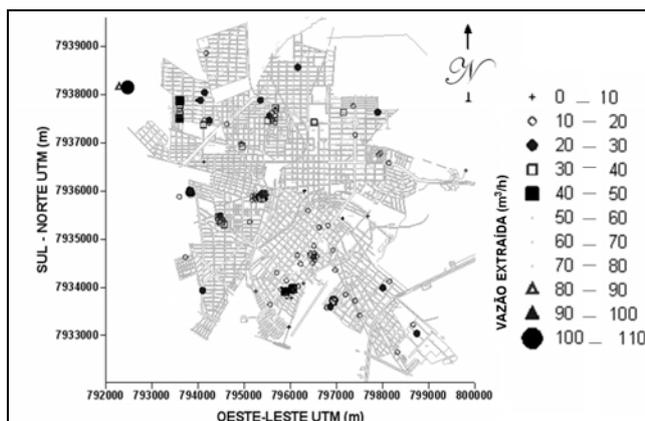


Figura 5 – Distribuição dos poços e vazões exploradas

O modelo híbrido utiliza dois tipos de equações fundamentais para avaliação da superfície piezométrica: a equação diferencial para escoamento em aquífero livre (1), que é aplicada na maior parte do domínio, mas sem o termo fonte/sumidouro; e a solução analítica de Neuman para rebaixamentos em aquíferos não confinados, que é aplicada apenas para a região dentro do raio de influência da solução analítica. Este procedimento alia a capacidade da solução numérica lidar com as variações espaciais dos parâmetros do aquífero, com a capacidade preditora da solução analítica na vizinhança dos poços. Como geralmente as variações nas propriedades da formação seguem pequenos gradientes, as regiões mais próximas dos poços podem ser consideradas como pequenos espaços homogêneos, nos quais pode ser aplicada a solução analítica para os rebaixamentos.

Os resíduos entre as soluções essencialmente numéricas (modelos 1 e 2) e a soluções do modelo híbrido constituíram as variáveis básicas para a análise relativa de erros. O objetivo foi identificar qual dos dois modelos numéricos gerou resultados mais próximos das soluções analíticas. Salienta-se que há uma

Tabela 1 – Normas dos resíduos entre o modelo 1/ híbrido e entre o modelo 2/híbrido

R_k (m)	Euler, Rinf ₁		Adams-Bashforth - 4ª ordem, Rinf ₂	
	L_2 (m)	L_∞ (m)	L_2 (m)	L_∞ (m)
8000	155,66	19,84	154,75	17,82
1000	148,58	19,84	147,63	17,82
100	100,64	19,84	98,18	17,82
$2\Delta x = 64,26$	93,52	19,84	91,39	17,82
$\Delta x = 32,13$	70,65	19,84	70,17	17,82

ressalva vinculada ao modelo híbrido, tomado como base de comparação. Esta ressalva refere-se ao fato de que o mesmo apenas utiliza soluções analíticas em áreas pequenas, dentro do raio de influência R_{inf} dos poços, onde a hipótese de homogeneidade do aquífero é aproximadamente válida. Os resíduos analisados neste item podem ser escritos, para cada nó do domínio de cálculo, como $\phi_{i,j} = |h_{i,j}^{híbrido} - h_{i,j}^{numérico}|$.

As comparações entre os modelos essencialmente numéricos e o modelo híbrido foram realizadas até o instante de 35 dias, transcorridos após o acionamento simultâneo dos poços. Este instante ficou limitado pelos resultados simulados no modelo híbrido, o qual apresenta um custo computacional, em termos de tempo de processamento, maior do que os modelos essencialmente numéricos. Nesse contexto, realizaram-se análises baseadas nas normas L_2 (euclidiana) e L_∞ dos resíduos entre as soluções numéricas (modelos 1 e 2) e híbrida. A envoltória de abrangência das comparações foi limitada para nós situados dentro de uma distância máxima de R_k dos poços. As comparações foram realizadas para diferentes envoltórias, resultando nos valores discriminados na Tabela 1.

Os resultados, quando confrontados, confirmaram que o modelo 2 forneceu resultados mais próximos do modelo híbrido. Quando as envoltórias de comparação abrangeram a maior parte do domínio, o que ocorreu para elevados valores de R_k , a norma L_2 apresentou valores maiores, uma vez que houve uma maior quantidade de pontos considerados. Com a redução da envoltória, principalmente nos dois últimos casos, quando $R_k = 2\Delta x$ e $R_k = \Delta x$, houve uma comparação mais direta entre os resultados advindos dos modelos essencialmente numéricos e a solução analítica do modelo híbrido. Este confronto é especialmente interessante por

abordar resultados numéricos contra resultados analíticos. Tomando por base a norma L_2 , verifica-se que o modelo 2 apresentou valores menores para estes indicadores. A norma L_∞ , que corresponde ao valor do máximo resíduo, foi um indicador mais incisivo de que o modelo 2 é o que mais se aproxima da solução híbrida.

A Figura 6 ilustra seções onde é possível visualizar o lençol freático simulado para o modelo numérico 2 e o modelo híbrido. Estas seções foram delineadas para cruzarem preferencialmente setores com maior concentração de poços.

A partir desta breve análise de diferenças relativas, percebe-se que os resultados do modelo 2 apresentam melhor aderência aos do modelo híbrido, inclusive nas regiões onde as comparações foram realizadas com a solução analítica. Diante disto, este modelo foi selecionado para a simulação dos campos de pressão e de velocidade no aquífero.

Nesse sentido, a superfície piezométrica foi simulada com passos de tempo fixos de 0,50 h, desprezando as taxas de recarga e considerando condições de contorno de fluxos nulos nos limites externos do domínio de cálculo. O programa processou os cálculos até que fosse atingida a situação de regime quase permanente, no qual o bombeamento do sistema de poços, não mais trazia variações significativas na carga hidráulica do aquífero. Para isto, as simulações foram realizadas até que a norma $\|\phi\|_1$ atingisse um valor menor que 1 m. A norma descrita pela Equação (11) utiliza o módulo da diferença entre a carga hidráulica de dois níveis de tempo subsequentes ($n+1$ e n).

$$\|\phi\|_1 = \sum_{i=1}^{i=N_i} \sum_{j=1}^{j=N_j} |h_{i,j}^{n+1} - h_{i,j}^n| \quad (11)$$

A Figura 7 ilustra a superfície do lençol e os campos de velocidade de percolação da água subterrânea, simulados para a condição de regime quase per-

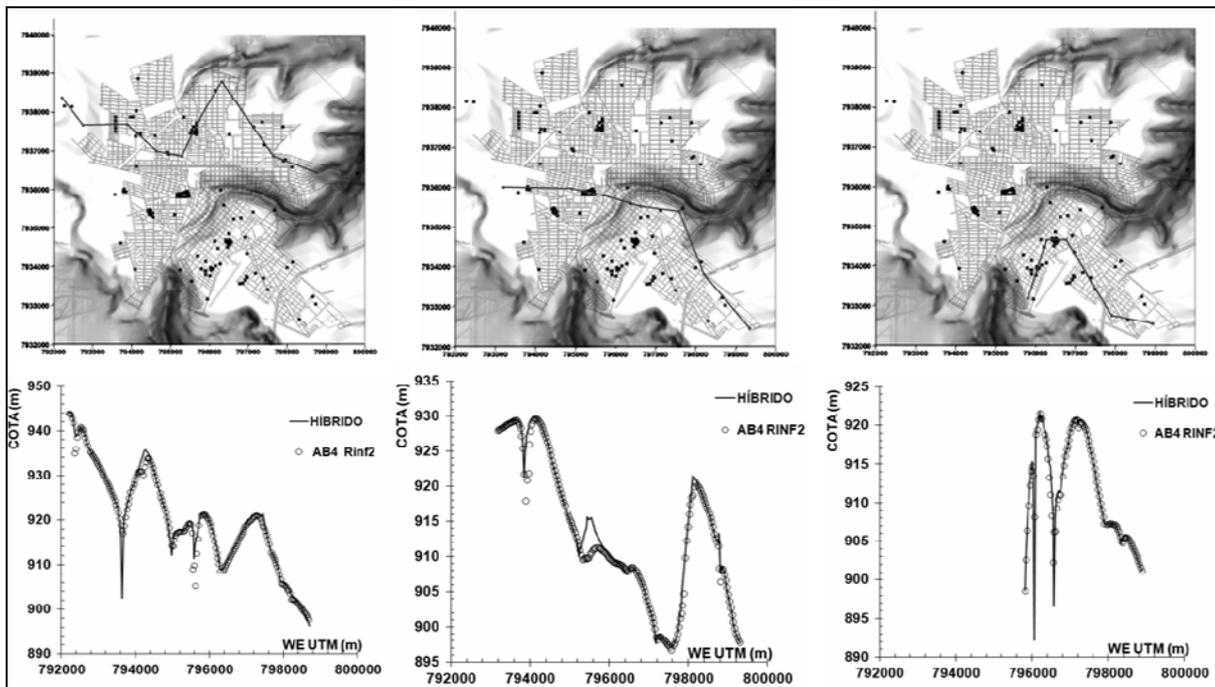


Figura 6 – Traçado de seções e comparações entre as cargas hidráulicas calculadas com o modelo 2 e o modelo híbrido

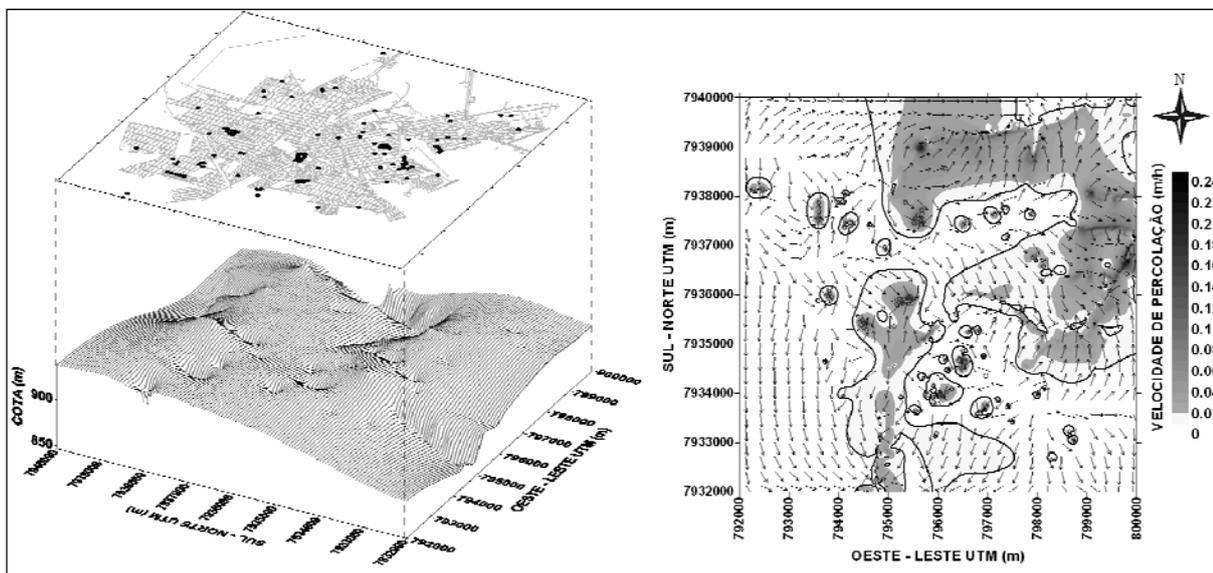


Figura 7– Superfície do lençol freático tomada como referência para regime quase permanente e velocidade média de percolação da água subterrânea no aquífero

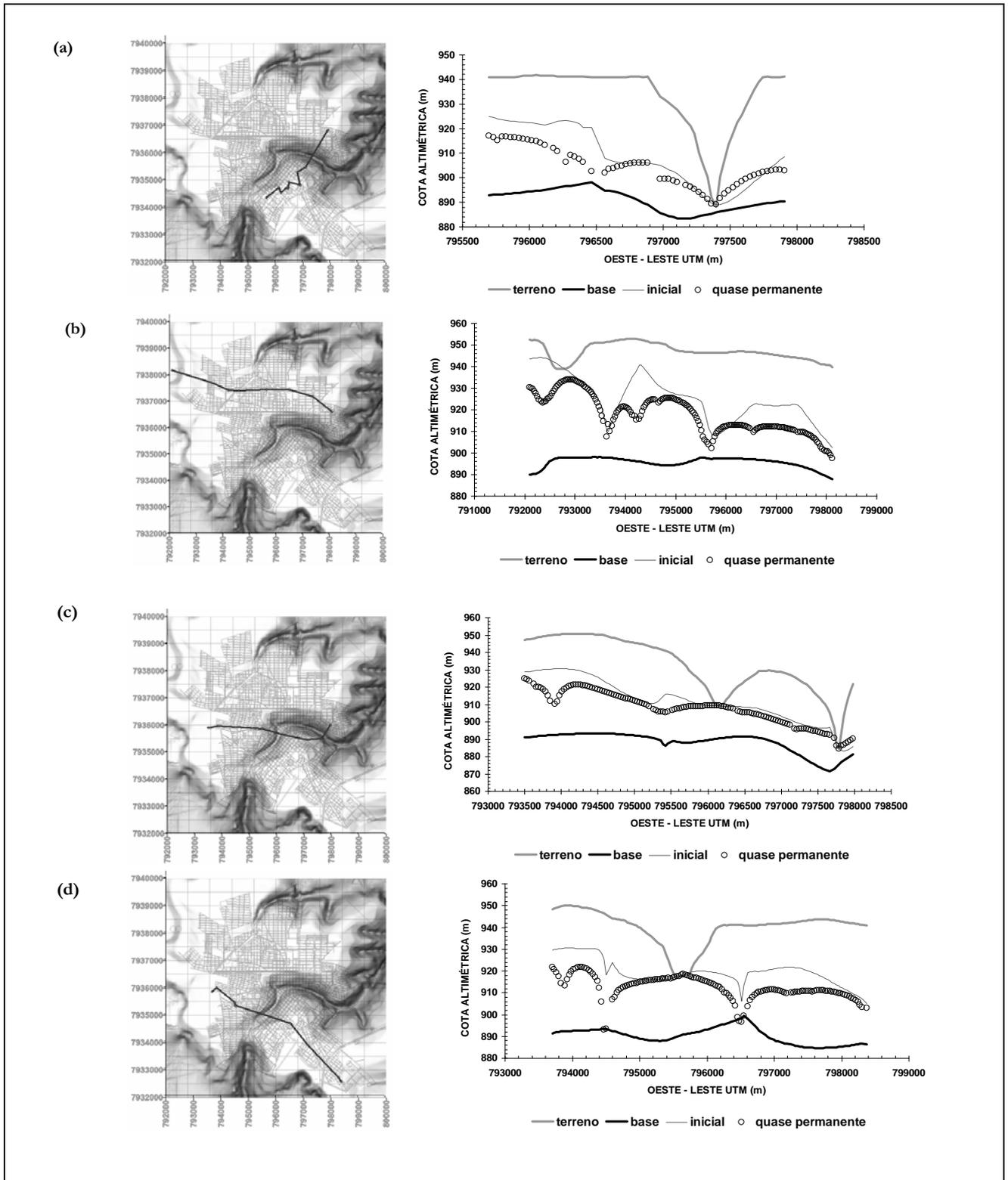


Figura 8– Alterações simuladas para a superfície freática em seções que atravessam conjuntos de poços

manente, atingida 426 dias após o acionamento dos poços. Evidentemente que esta situação pode ser perturbada pela introdução de novos poços no sistema, ou mesmo por interrupções no funcionamento de alguns poços. Como estes fatores são de difícil previsibilidade, eles não foram considerados nesta análise.

Na análise global do comportamento da superfície do lençol freático, verificou-se que há o surgimento e a evolução de cones de depressão evidentes na vizinhança dos poços. Estas perturbações alteram claramente os campos hidrodinâmicos no entorno destas singularidades, trazendo uma tendência de escoamento concêntrico aos poços. Percebe-se que as maiores velocidades tendem a ocorrer em zonas laterais aos talwegues mais periféricos e em pontos isolados, formando “ilhas de velocidade” praticamente concêntricas aos conjuntos de poços e aos poços isolados. Nos talwegues distantes de poços, os elevados gradientes de carga hidráulica são praticamente naturais. No segundo caso, os elevados valores de velocidade de percolação devem-se justamente às interferências induzidas pelos poços. Notam-se velocidades crescentes, indicadoras de que os gradientes da superfície freática são tão maiores quanto mais se aproxima dos poços.

A Figura 8 apresenta a variação sofrida pela superfície do lençol, desde a condição inicial até o estabelecimento do regime quase permanente. Notam-se cones de depressão que indicam a proximidade de poços. Em alguns casos mais extremos, como na Figura 8(d), verifica-se que a operação contínua de alguns poços tende a provocar exaustão localizada, com a redução de nível da superfície do lençol até a base impermeável do aquífero.

CONCLUSÕES

O modelo apresentado neste trabalho permite a simulação de escoamentos em aquíferos submetidos a singularidades como poços e corpos de água superficiais, cenário comum nas cidades que utilizam águas subterrâneas para abastecimento. Dentre os atributos do modelo numérico estão a utilização de malhas cartesianas e estruturadas, bem como o espalhamento de vazões para os pontos nodais mais próximos dos poços. Este fator evita a necessidade de adaptação da malha na vizinhança dessas singularidades o que, conseqüentemente, mantém o mesmo nú-

mero de nós da malha original, facilitando a indexação dos mesmos na forma de matriz. A implementação do algoritmo dentro de um pacote computacional de uso corrente, como o Excel, contribui para tornar o modelo mais acessível aos gestores urbanos.

Dentre os dois arranjos temporais testados, verificou-se que o esquema de Adams-Bashforth de 4ª ordem, aplicado para um raio de influência equivalente à metade da diagonal de uma célula, forneceu resultados mais próximos dos analíticos. Dois aspectos contribuem para isto: a aplicação de um esquema temporal de ordem superior e o cálculo do termo sumidouro considerando a extração de água a partir de uma área menor. Esta hipótese aproxima-se mais daquelas adotadas por modelos analíticos, nos quais o poço é simplesmente representado por um ponto. Com a aplicação deste modelo, os resultados simulados capturaram padrões de escoamento condizentes com aqueles verificados em sistemas de múltiplos poços. Nesse contexto, destacam-se cones de depressão pronunciados na vizinhança das áreas de maior concentração de poços, bem como a indução de campos de velocidade aproximadamente concêntricos aos pontos de extração de água.

O modelo desenvolvido nesse trabalho pode ser aplicado para qualquer aquífero livre, desde que valores dos parâmetros hidrogeológicos estejam disponíveis na forma de mapas ou que haja valores pontuais passíveis de serem interpolados no espaço. Dentre os parâmetros necessários para a aplicação do modelo citam-se a condutividade hidráulica, o rendimento específico, a espessura saturada inicial do aquífero e o nível inicial da superfície freática.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), pelo apoio dado aos projetos que visam a estudar as águas subterrâneas no Estado de Minas Gerais, Brasil. O apoio da FAPEMIG ao projeto APQ-00878-09 foi determinante para a execução da presente pesquisa.

REFERÊNCIAS

ALAMY FILHO, J. E.; SEGANTINI, M.O. Um modelo híbrido para simulação de escoamentos em aquíferos situados em zonas urbanas. In: XXIV CONGRESSO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA. Punta del Este, Uruguay, 2010.

KARAHAN, H.; AYWAZ, M.T. Transient groundwater modeling using spreadsheets. *Advances in Engineering Software*. v.36, p374-384, 2005.

NEUMAN, S.P. Effect of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed response of water table. *Water Resources Research*. v.9, n.2, p.303-312, 1974.

OLIVEIRA, L.A.; CAMPOS, J.E.G. Parâmetros hidrogeológicos do sistema aquífero Bauru na região de Araguari/MG: fundamentos para a gestão do sistema de abastecimento de água. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n.2, p. 213-218, 2004.

SEGANTINI, M. O. *Mapeamento do aquífero Bauru situado sob a zona urbana de Araguari, MG*. 2010. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, Brasil, 2010.

SOUZA, N. A. Vulnerabilidade à poluição das águas subterrâneas: um estudo do aquífero Bauru na zona urbana de Araguari, MG. 2009. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, Brasil, 2009.

VELÁSQUEZ, L.N.M.; ROMANO, A.W. *Relatório Final: caracterização hidrogeológica do município de Araguari, MG*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil, 2004.

A Model For Simulation Of Flow In Aquifers Underlying Urban Areas

ABSTRACT

This paper addresses the modeling and simulation of groundwater flow in unconfined aquifers, subjected to singularities such as wells and streams. A horizontal mathematical model was used based on vertical integration of the differential equation for the hydraulic head in the aquifer. The numerical solution was built with the finite difference method, using internal boundary conditions for wells and streams. The sink term of differential equation was analyzed in two ways. Two explicit schemes were tested for the treatment of temporal derivative: Euler, first order, and 4th order Adams-Bashforth. Comparisons revealed that the 4th order Adams-Bashforth scheme shows results closer to the analytical solution when applied in the vicinity of the wells. The

results captured flow patterns similar to those seen in systems with multiple wells. In this context, depression lines for aquifer head were found in the vicinity of areas with a high concentration of wells, as well as the induction of velocity fields approximately concentric to water extraction points. The computational model built on a single platform allows helping create future guidelines for the management of aquifers in cities supplied with groundwater.

Keywords: Groundwater. Modeling and simulation. Wells

Metais Poluentes em Sedimentos Fluviais de Cursos D'água sob Influência de Pecuária Leiteira no Estado de Goiás, Brasil

Cleonice Rocha¹, Alfredo Borges de Campos², Francisco Leonardo Tejerina Garro³,
Affonso Celso Gonçalves Jr.⁴

rleonice@gmail.com; Alfredo.borges.campos@gmail.com; garro@pugoiias.edu.br; affonso133@hotmail.com

Recebido: 09/07/13 - revisado: 15/07/13 - aceito: 29/08/13

RESUMO

O nível e fonte de contaminação de ecossistemas aquáticos são frequentemente determinados pela concentração de metais poluentes em seus sedimentos. Neste trabalho verificou-se a influência da atividade pecuária leiteira na contaminação de sedimentos por Cu, Fe, Mn, Zn, Cd, Pb, Cr e Al. As amostras foram coletadas a jusante e montante de aguadas utilizadas para dessedentação de gado em 31 cursos d'água da microrregião Meia Ponte, principal bacia leiteira do estado de Goiás. Os metais foram analisados por espectrometria de absorção atômica nas frações menores que 0,063 mm após digestão ácida. Com exceção do Al e Zn, os demais metais apresentaram baixas concentrações. A comparação com os valores guias canadense de qualidade de sedimentos (VGQS) mostrou que o Zn apresenta risco potencial de contaminação da biota, enquanto o Cu, Cd, Pb e Cr apresentam baixo risco. O Zn apresentou maior concentração a montante e os demais metais não apresentaram diferenças significativas nas concentrações obtidas a montante e a jusante. Conclui-se que os metais analisados são provenientes de processos geológicos e que a atividade pecuária leiteira na região não contribui para a contaminação dos recursos hídricos com estes metais.

Palavras-Chave: Metais. Contaminação. Atividade leiteira.

INTRODUÇÃO

Em países desenvolvidos ou em desenvolvimento a contaminação de ecossistemas aquáticos, e consequentemente de sedimentos a eles associados, está frequentemente relacionada ao crescimento populacional, urbanização, atividades agropecuárias e industriais (MUNIZ; OLIVEIRA-FILHO, 2006; OLADE, 1987).

O Brasil é um dos maiores produtores mundiais de leite, ficando no ranking internacional atrás apenas dos Estados Unidos, Índia e China (FAO, 2012). Dentre os estados brasileiros, Goiás é o quarto maior produtor de leite sendo a microrregião Meia Ponte a que apresenta maior produção no Estado (IBGE, 2011). Nessa microrregião é comum o sistema produtivo extensivo, no qual o gado leiteiro utiliza aguadas para dessedentação e deposita nestas grandes quantidades de fezes e urina enrique-

cendo a água e sedimentos de fundo de cursos fluviais com matéria orgânica, nutrientes e demais componentes destes dejetos, como fósforo, nitrogênio, herbicidas, inseticidas e metais utilizados na manutenção de pastos e tratamento do animal (CEREJEIRA; VIANA; BATISTA, 2003; FITCH; ADAMS, 1998; LIM et al., 1998; MARÇAL et al., 2003; ORRICO JÚNIOR et al., 2012; SHIGAKI; SHAPPLEY; PROCHONOW, 2006). A adição contínua dos compostos presentes nas fezes e urinas pode ao longo do tempo causar a contaminação do meio aquático e sedimentos fluviais (DOWNEY; MOORE, 1977; TIMOFIECSYK et al., 2012).

Sedimentos podem apresentar níveis elevados de metais poluentes advindos de processos naturais ou antropogênicos (JESUS et al., 2004). Poluentes associados a processos naturais podem ser acumulados em sedimentos a partir da coluna d'água que mesmo com baixa concentração de metais pode, em longo prazo, aumentar a concentração destes nas partículas sedimentares em várias ordens de grandeza, maiores do que aquelas encontradas na água. Sedimentos fluviais acumulam metais por serem ricos em carbonatos, sulfetos, matéria orgânica, argilas e óxidos de ferro e manganês que servem como adsorventes de metais (EBRAHIMI; TAHERI-

¹Dep. Matemática e Física/PUC - Goiás

²Instituto de Geociências/UNICAMP

³Dep. Biologia/ PUC - Goiás

⁴Centro de Ciências Agrárias/UNIOESTE - PR

ANFARD, 2011; MORILLO; USERO, J.; GRACIA, 2004; TESSIER; CAMPBELL, 1987). O comportamento e biodisponibilidade de metais em águas naturais é uma função da composição dos sedimentos e das propriedades químicas da água, que devido a fenômenos de dissolução, precipitação, sorção e complexação (NOURI et al., 2011) podem sofrer diversas transformações em sua especiação (ABDELGHANI; ELCHAGHBY, 2007; AKCAY; OGUZ; KARAPIRE, 2003), tornando-se mais ou menos solúveis.

Por outro lado, os sedimentos além de serem considerados potenciais reservatórios de substâncias tóxicas (ADAMS; KIMERLE; BARNETT, 1992) consistem em habitat e fonte de nutrientes para organismos aquáticos, o que os torna importantes na avaliação da qualidade total do ecossistema de um corpo de água (ADEYEMO et al., 2008; DAVIES; ABOWEI, 2009).

Metais estão presentes naturalmente em plantas e animais e quando em baixas concentrações não são nocivos, mas se tornam tóxicos em concentrações elevadas (MORGANO et al., 2005; VRIES; ROMKENS; SCHUTZE, 2007), a exceção de chumbo, cádmio e mercúrio que são tóxicos mesmo em concentrações baixas (ALLOWAY, 1995). Assim, a contaminação de sedimentos fluviais por metais é de interesse devido sua influência nas águas superficiais, plantas, animais e seres humanos (SUCIU et al., 2008). O acúmulo de metais em sedimentos fluviais pode intoxicar organismos aquáticos e peixes, resultando em morte, redução no crescimento e diversidade de espécies e ainda afetar a capacidade reprodutiva da biota (EBRAHIMI; TAHERIANFARD, 2011; PRAVEENA et al., 2007).

Apesar da importância de metais em sedimentos fluviais, no Brasil ainda não foram estabelecidos valores de referência para teores de metais nesse tipo de sedimento. A única regulamentação que se aproxima do assunto é dada pelo CONAMA na Resolução 454 de 01 de novembro de 2012 que estabelece as diretrizes e os procedimentos mínimos para dragagem de materiais em águas brasileiras (BRASIL, 2012). Esta resolução é baseada em valores guias de qualidade de sedimentos (VGQS) estabelecidos pelo Conselho Canadense do Ministério do Meio Ambiente (CCME).

Os VGQS baseiam-se em valores das concentrações totais de substâncias em sedimentos coletados em superfície (até 5 cm de espessura). A partir de informações químicas e toxicológicas presentes em um banco de dados do CCME, foram definidos dois valores limites para cada substância: o TEL (*Threshold Effect Level: concentração de efeito limiar*) e o PEL (*Probable Effect Level: concentração de efeito provável*) (CCME, 1999a).

O menor valor limite (TEL) representa o limite superior da concentração onde não foram encontrados efeitos adversos para os organismos aquáticos, enquanto o maior valor limite (PEL) representa o limite inferior de concentração associado a efeitos nocivos à biota (CCME, 1999a).

Assim, o objetivo deste estudo foi verificar a influência da atividade pecuária leiteira na contaminação de sedimentos fluviais coletados em cursos d'água localizados na microrregião Meia Ponte, estado de Goiás, pelos metais poluentes Cu, Fe, Mn, Zn, Cd, Pb, Cr e Al. Na pesquisa buscou-se responder às seguintes perguntas: i) as concentrações dos metais nos sedimentos fluviais avaliados oferece risco a biota?; ii) as concentrações dos metais avaliados nos sedimentos são semelhantes aos níveis mundiais e nacionais?; iii) as concentrações de metais tóxicos nos sedimentos dos cursos fluviais avaliados são iguais entre si quando considerada a área geográfica ou a bacia hidrográfica amostrada?; iv) o uso de cursos d'água para dessedentação do gado leiteiro influencia na concentração dos metais tóxicos em sedimentos fluviais?

MATERIAL E MÉTODOS

Área de estudo

O estudo foi realizado na microrregião Meia Ponte em área localizada na região sudeste do estado de Goiás, delimitada a oeste pelo rio Meia Ponte, a leste pelo rio Piracanjuba e ao sul pelo rio Paranaíba (Figura 1). Nesta área a atividade predominante é a agropecuária e nela estão localizados os municípios de Morrinhos, Piracanjuba e Goiatuba que ocupam o 2º, 3º e 20º lugar, respectivamente, na produção de leite em Goiás (IMB, 2012).

A pecuária leiteira utiliza o sistema de criação extensiva, o que implica na maioria dos casos na dessedentação do gado a partir de determinados pontos de acesso presentes ao longo dos cursos de água (aguadas), cuja localização fica evidenciada pelas trilhas de gado que são visíveis nas margens dos cursos d'água.

Protocolos amostrais e análise dos dados

Amostras de sedimentos fluviais foram coletadas nos primeiros 5 cm de espessura da coluna de sedimentos de fundo durante o período da estiagem (março a setembro) de 2007 em 31 cursos d'água de primeira ou segunda ordem hidrológica, que corresponde à designação comum de córregos ou ria-

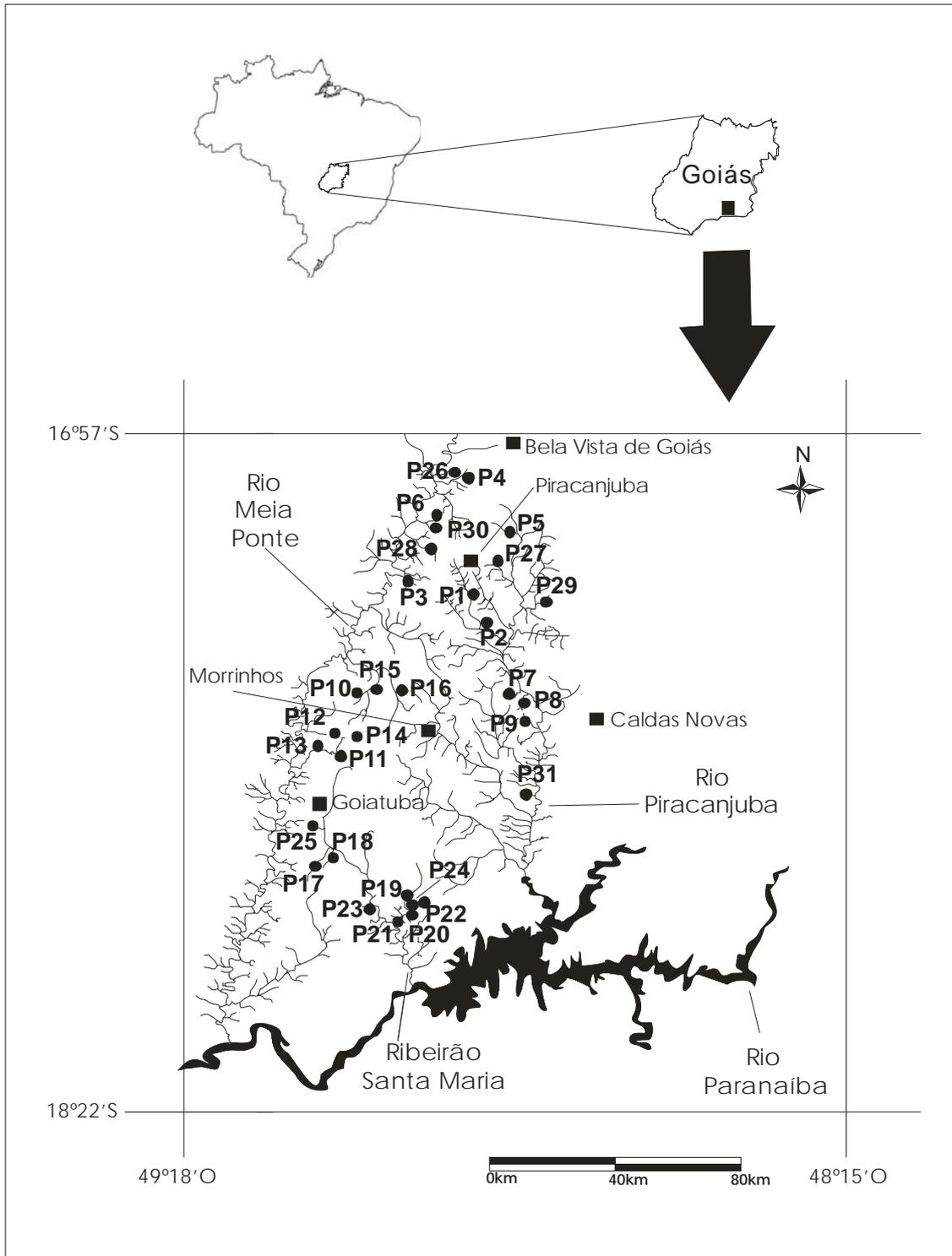


Figura 1 – Localização dos cursos d’água (P1 a P31) amostrados em 2007 nas bacias dos rios Meia Ponte, Piracanjuba e ribeirão Santa Maria pertencentes a bacia hidrográfica do rio Paranaíba em Goiás, Brasil Central. Quadrados pretos=cidades; Área preta no rio Paranaíba=Represa da Usina Hidrelétrica de Itumbiara

chos. As coletas foram realizadas no período de estiagem, pois a concentração de metais em sedimentos pode ser influenciada pelo índice de chuvas que o curso d'água recebe (OLUBUNMI; OLO-RUNSOLA, 2010). Exceto os cursos d'água P11, P12 e P14, todos os outros cursos d'água amostrados apresentavam uma aguada, a partir da qual foram retiradas amostras de sedimentos fluviais a 50 m de distância a montante e a jusante do ponto da aguada. O sedimento foi coletado utilizando um amostrador Kajack provido de um tubo graduado de acrílico, e após coleta foi colocado num saco plástico e conservado numa caixa de gelo.

Em laboratório as amostras de sedimentos foram secas ao ar, peneiradas para obtenção de partículas < 0,063 mm (SANTOS; MELO JÚNIOR ; SEGUNDO, 2002) e digeridas com ácido nítrico e peróxido de hidrogênio de acordo com o método 3050B da USEPA (1995). O material digerido foi estocado em frasco de polietileno previamente lavado com ácido nítrico e enviado para o laboratório de Química Agrícola e Ambiental da Universidade do Oeste do Paraná (UNIOESTE-PR), onde foi feita a determinação da concentração dos metais alumínio (Al), cádmio (Cd), cromo (Cr), cobre (Cu), ferro (Fe), manganês (Mn), chumbo (Pb) e zinco (Zn) pelo método de espectrometria de absorção atômica modalidade chama (EAA-chama).

Considerando que a Resolução CONAMA 454/2012 baseia-se nos VQGS canadense, neste trabalho também serão adotados os valores estabelecidos pelo Canadá para fins de comparação dos resultados.

A comparação dos resultados em nível mundial e nacional foi realizada por meio de revisão literária.

Os dados referentes às concentrações por curso d'água amostrado foram organizados numa matriz de análises e transformados (log x+1) para atingir os pressupostos de normalidade e homogeneidade. A partir desta matriz foi realizada separadamente duas ANOVA *one-way*, a primeira para comparar entre si as concentrações dos metais amostrados e a segunda para averiguar se houve diferenças entre as concentrações dos metais avaliados considerando o fator bacia hidrográfica (rios Meia Ponte e Piracanjuba, ribeirão Santa Maria). Ambas as análises foram seguidas de um teste *post-hoc* de Tukey. Finalmente foi realizado um teste de "t" para amostras dependentes a fim de averiguar os efeitos do uso das aguadas pelo gado nas concentrações de metais tóxicos no sedimento amostrado a montante e a jusante das mesmas.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Todos os metais analisados, com exceção do Al e Zn, apresentaram concentrações baixas tanto a montante como a jusante das aguadas (Tabela 1).

Tabela 1 – Média da concentração (mg.kg⁻¹) dos metais analisados em amostras de sedimentos fluviais coletados a montante e a jusante dos pontos de aguada e valores de VQGS (mg.kg⁻¹)

Metal	Posição	Média (\bar{x})	VQGS	
			(TEL)	(PEL)
Al	Montante	220,08	-	-
	Jusante	211,52		
Cd	Montante	0,0374	0,6	3,5
	Jusante	0,0394		
Cu	Montante	3,2800	36,7	97
	Jusante	2,8430		
Cr	Montante	0,8930	37,3	90
	Jusante	0,8860		
Fe	Montante	2,0440	-	-
	Jusante	1,7900		
Mn	Montante	3,5600	-	-
	Jusante	3,1350		
Pb	Montante	0,5530	36	91,3
	Jusante	0,5530		
Zn	Montante	181,27	123	315
	Jusante	179,93		

Teores altos de Al são esperados uma vez que os Latossolos são os solos dominantes nas bacias hidrográficas pesquisadas e constituem área fonte dos sedimentos amostrados. Esses solos apresentam naturalmente elevadas concentrações desse metal em ambiente de Cerrado (MARQUES et al., 2004). Dessa forma, apesar de sua alta concentração não se pode dizer que os sedimentos analisados estão contaminados por Al.

Por outro lado, quando se compara os valores encontrados para o Zn com os VQGS estabelecidos pelo CCME (1999a) do Canadá, verifica-se que a concentração desse metal encontra-se entre os valores estabelecidos para o TEL e o PEL (Tabela 1). Neste caso, segundo preconiza o protocolo do VQGS, há risco potencial de contaminação da biota por Zn. Ressalta-se que o Zn tem alta afinidade por partículas presentes em meio aquático como óxidos de ferro e manganês e também pela matéria orgânica, e sua associação com esses materiais resulta na incorporação desse metal às partículas de sedimentos (CAMPBELL; TESSIER, 1996). Elevadas concen-

trações de Zn nos sedimentos podem aumentar a mortalidade, alterar o comportamento e diminuir a diversidade e abundância de invertebrados bentônicos (CCME, 1999b). Dessa forma, há necessidade de futuras investigações para se determinar o quanto significativo é o efeito nocivo do Zn associado aos sedimentos para os organismos aquáticos que vivem nos cursos d'água amostrados. Tais investigações devem incluir a determinação da concentração natural (valor referência) da substância que depende de pesquisas sobre a toxicidade do metal para as espécies presentes na biota aquática e/ou de fatores ambientais presentes na área de estudo que podem influenciar sua biodisponibilidade (CCME, 1999a). Preocupação semelhante com o Zn foi verificada na bacia do rio Tietê, onde a concentração deste metal mostrou-se moderada/forte em referência a poluição (MORTATTI; HISSLER; PROBST, 2010).

O uso dos VGQS sem levar em conta os valores referências das substâncias ou testes de toxicidade pode levar a conclusões não verdadeiras sobre a qualidade dos sedimentos. Sendo assim, apesar de relevante esses valores devem ser utilizados com cuidado na tomada de decisões para a proteção ou melhoria da qualidade dos sedimentos. Segundo Fagnani et al. (2011), os parâmetros físicos, químicos e toxicológicos da água e do sedimento permitem apenas mimetizar os ecossistemas aquáticos naturais, uma vez que a interação entre os compartimentos é complexa e dinâmica pois, além de processos naturais ou artificiais de ressuspensão também os organismos bentônicos que vivem na porção superior das camadas de sedimentos de fundo interferem nos fluxos na interface sedimento/columa d'água.

Ao se comparar as concentrações de metais nos sedimentos fluviais amostrados com outros estudos pode-se observar que no geral os teores obtidos estão abaixo da maioria encontrada mundialmente em rios (Tabela 2). Mohiuddin et al. (2011) em estudos de metais em sedimentos do rio Buriganga em Bangladesh sujeito principalmente a poluição industrial e resíduos domésticos, Woitke et al. (2003) em análises dos sedimentos no rio Danúbio na Hungria que sofrem influência de poluentes industriais, agrícolas e domésticos, e Massolo et al. (2012) em sedimentos do rio Hugli na Índia que sofrem ações de indústrias, encontraram valores mais elevados para o Cd, Cu e Cr do que aqueles encontrados em nosso estudo. Concentrações de Pb inferiores às obtidas neste estudo foram encontradas apenas no rio Buriganga em Bangladesh (MOHI- UDDIN et al., 2011) e concentrações muito superiores foram encontradas no rio Delta na China que

sofre influência de efluentes industriais (CHEUNG et al., 2003). Para o Fe, nosso estudo mostra concentrações abaixo daquelas obtidas em sedimentos dos rios Danúbio na Hungria (WOITKE et al., 2003), rio Hugli na Índia (MASSOLO et al., 2012) e Saricary na Turquia que sofre influência de resíduos de pequenas indústrias, atividades agrícolas e efluentes domésticos (LEVENT TUNA et al., 2007). Para o Zn concentrações mais elevadas do que aquelas reportadas em nosso estudo foram encontradas apenas no rio Saricary na Turquia (LEVENT TUNA et al., 2007).

Quando se compara com rios brasileiros (Tabela 2), Depiné et al. (2012) ao estudarem os sedimentos fluviais de uma bacia agrícola em Lontas (SC) obteve teores de Cd inferiores, Zn cerca da metade da concentração e Cu, Pb e Fe muito acima dos valores observados em nosso estudo. Ao analisar sedimentos do rio Pitimbu no Rio Grande do Norte, também sujeito a fontes de contaminação antrópicas vindas da agricultura, Santos, Melo Júnior e Segundo (2002) obtiveram teores de Zn inferiores, de Fe semelhantes e de Cr, Cu, Pb e Mn mais altos que em nosso estudo. Mortatti, Hissler e Probst (2010) analisaram metais em sedimentos fluviais em sete pontos do curso principal do rio Tietê localizados de sua nascente até a barragem de Barra Bonita. Os autores verificaram concentrações superiores de Cr, Cu, Pb; também para o Zn, exceto no ponto das nascentes, as concentrações foram superiores as desse estudo, no entanto, deve-se considerar que o rio Tietê está sujeito à contaminação por efluentes domésticos, industriais e agrícolas. Os valores encontrados em nosso estudo para Cr, Cu e Mn são inferiores e de Zn mais elevados do que os obtidos em sedimentos dos Rios Feitoria e Cadeia no Rio Grande do Sul, (RODRIGUES; FORMOSO, 2006). Saraiva et al. (2009) ao analisar sedimentos do ribeirão Espírito Santo, afluente direto do rio São Francisco na região de Três Marias em Minas Gerais, também encontraram valores inferiores para Zn e semelhantes para Cu em relação ao nosso estudo.

Outro resultado interessante é as concentrações de Mn e Fe estarem abaixo do esperado, uma vez que os Latossolos que fornecem sedimentos aos cursos d'água estudados apresentam usualmente teores elevados nesses metais (MARQUES et al., 2004). Todavia, isso pode ser explicado quando se leva em consideração que os óxidos de ferro e manganês em ambientes anóxicos, como aqueles reinantes no fundo de cursos fluviais, podem ser reduzidos a formas mais solúveis e facilitar sua remoção dos sedimentos (KRUPADAM; SMITA; WATE., 2006).

Tabela 2 - Média ou faixa de concentrações mundiais e nacionais de metais poluentes nos sedimentos fluviais ($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$).

Área	Cd	Mn	Pb	Cu	Zn	Cr	Fe	Referência
Geográfica								
Rio Buriganga, Bangladesh	0,22		0,23	2,74	0,22	1,96		MOHIUDDIN et al., 2011
Rio Delta, China	7,2 -7,8		166,7 -264,2	49,3 -69,0	-	-	-	CHEUNG et al., 2003
Rio Danúbio, Hungria	1,2		46,3	65,7	-	26,5 -556,5	17,600 – 64,600	WOITKE et al., 2003
Rio Hugli, Índia	0,03 -1,79		17,0 -33,2	22,1 -36,8	64,1 -90,7	58,2 -76,8	33,43 -40,83	MASSOLO et al., 2012
Rio Saricay, Turquia	-		0,7 -31,3	7 – 128	18 - 304	15 -1308	1120 -13210	LEVENT TUNA et al., 2007
Ribeirão Concórdia, Brasil, SC	-	-	37,0	48,33	110,00	16,67	2742,19	DEPINÉ et al., 2012
Rio Pitumbu, Brasil, RN	-	29,33	21,00	18,67	28,44	54,56	-	SANTOS et al., 2002
Rio Tietê, Brasil, SP	-	-	18 - 77	39 - 200	88 - 648	60 - 262	-	MORTATTI et al., 2010
Rio Feitoria e Cadeia, Brasil, RS	-	1080 - 2230	-	57,8 - 102	126 - 255	34,7 - 1031	8680 - 10300	RODRIGUES e FORMOSO, 2006
Ribeirão Espírito Santo, Brasil, MG	0,001	-	0,0016 – 0,01	0,004 – 0,009	0,02 – 0,18	-	-	SARAIVA et al., 2009
Bacia do rio Meia Ponte, Brasil, GO	0,0374(M) 0,0394(J)	3,5600(M) 3,1350(J)	0,5530(M) 0,5530(J)	3,2800(M) 2,8430(J)	181,27(M) 179,93(J)	0,8930(M) 0,8860(J)	2,0440(M) 1,7900(J)	Este estudo

Fonte: adaptado de Mohiuddin et al. (2011)

(M) – montante; (J) jusante

As diferenças entre as concentrações dos metais nos sedimentos amostrados são influenciadas pelo fator bacia hidrográfica ($F(16, 104)=6,7957$, $p=0,00001$) (Gráfico 1). Isto é devido principalmente às maiores concentrações dos metais na bacia do ribeirão Santa Maria em relação a bacia do rio Meia Ponte para o Al ($p=0,00650$); dos rios Meia Ponte e Piracanjuba para o Cd ($p=0,00014$ e $p=0,00039$, respectivamente), Cr ($p=0,00012$ e $p=0,00024$, respectivamente), Mn ($p=0,00013$ e $p=0,00012$, respectivamente) e Zn ($p=0,00023$ e $p=0,00012$, respectivamente); e da bacia do rio Piracanjuba em relação a do rio Meia Ponte para o Mn ($p=0,00092$) (Tabela 3).

Fatores geológicos podem explicar as diferenças observadas no comportamento dos metais em cada bacia hidrográfica. Os cursos fluviais amostrados na bacia do ribeirão Santa Maria drenam rochas basálticas pertencentes ao Grupo São Bento enquanto os cursos fluviais amostrados na bacia do rio Meia Ponte drenam ortognaisses de composição granítica pertencentes ao Complexo Plutônico do Arco Magmático de Goiás e aqueles amostrados na bacia do rio Piracanjuba drenam xistos e paragnaisse (SGM, 2004). Trabalhos anteriores mostram que os basaltos que ocorrem na área de estudo são enriquecidos em Cr, Cu, Mn e Zn e possuem menor teor de Al em relação aos ortognaisses graníticos, paragnaisse e xistos (NAVARRO; ZANARDO, 2007; NA-

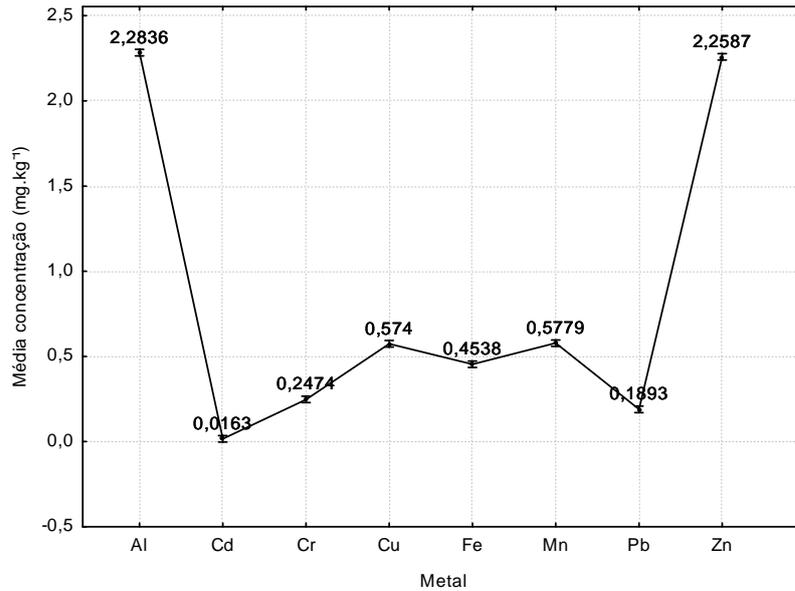


Gráfico 1 – Resultados da ANOVA *one-way* relativos à comparação entre as médias (log x+1) das concentrações dos metais nos sedimentos fluviais amostrados e agrupados por bacia hidrográfica. As barras verticais indicam o desvio padrão

Tabela 3 – Resultados do teste de Tukey da comparação das concentrações dos metais nos sedimentos fluviais amostrados agrupados por bacia hidrográfica. Os valores em negrito indicam diferenças significativas ($p < 0,05$)

Metal	Bacia	Meia Ponte	Piracanjuba	Santa Maria
Al	Meia Ponte	1,00000		
	Piracanjuba	0,36497	1,00000	
	Santa Maria	0,00650	0,18305	1,00000
Cd	Meia Ponte	1,00000		
	Piracanjuba	0,88571	1,00000	
	Santa Maria	0,00014	0,00039	1,00000
Cr	Meia Ponte	1,00000		
	Piracanjuba	0,60214	1,00000	
	Santa Maria	0,00012	0,00024	1,00000
Cu	Meia Ponte	1,00000		
	Piracanjuba	0,59518	1,00000	
	Santa Maria	0,99974	0,65103	1,00000
Fe	Meia Ponte	1,00000		
	Piracanjuba	0,65905	1,00000	
	Santa Maria	0,65788	0,99968	1,00000
Mn	Meia Ponte	1,00000		
	Piracanjuba	0,00092	1,00000	
	Santa Maria	0,00013	0,00012	1,00000
Pb	Meia Ponte	1,00000		
	Piracanjuba	0,91832	1,00000	
	Santa Maria	0,27985	0,51102	1,00000
Zn	Meia Ponte	1,00000		
	Piracanjuba	0,46943	1,00000	
	Santa Maria	0,00023	0,00012	1,00000

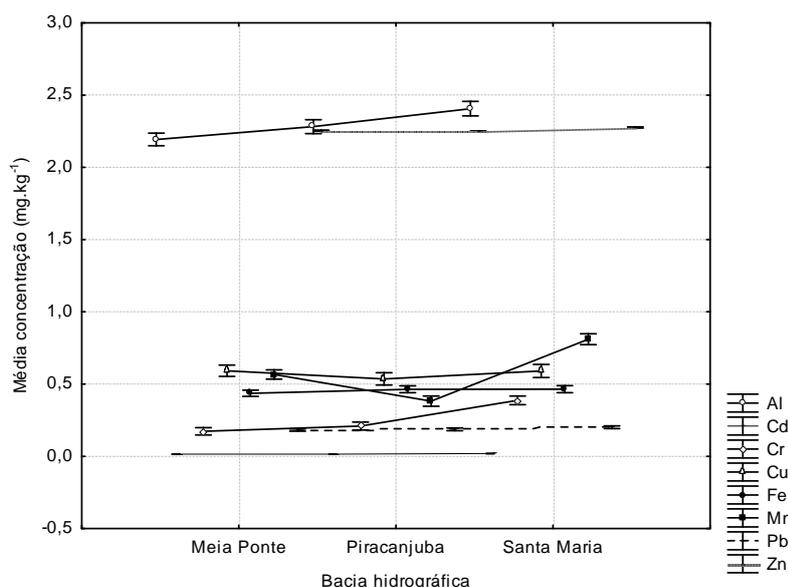


Gráfico 2 – Comparação entre as médias (log x+1) das concentrações dos metais nos sedimentos fluviais amostrados resultantes da ANOVA *one-way*. As barras verticais indicam o desvio padrão

Tabela 4 – Matriz resultante do teste de Tukey referente à comparação entre as concentrações de metais nos sedimentos fluviais amostrados. Os valores em **negrito indicam diferenças significativas ($p < 0,05$)**

	Al	Cd	Cr	Cu	Fe	Mn	Pb	Zn
Al	1,00000							
Cd	0,00003	1,00000						
Cr	0,00003	0,00003	1,00000					
Cu	0,00003	0,00003	0,00003	1,00000				
Fe	0,00003	0,00003	0,00003	0,00021	1,00000			
Mn	0,00003	0,00003	0,00003	1,00000	0,00012	1,00000		
Pb	0,00003	0,00003	0,36909	0,00003	0,00003	0,00003	1,00000	
Zn	0,98324	0,00003	0,00003	0,00003	0,00003	0,00003	0,00003	1,00000

VARRO et al., 2011; RENNER, 2010). Por exemplo, a concentração média de Cr nos basaltos é de 50 mg.kg⁻¹, Cu 190 mg.kg⁻¹, Mn 0,20 wt.% e Al 12 wt.% enquanto nos ortognaisses graníticos é de 0 mg.kg⁻¹ para Cr, 15 mg.kg⁻¹ para Cu, 0,05 wt.% para Mn e 15 wt.% para Al (NAVARRO; ZANARDO, 2007; RENNER, 2010). Assim, concentrações mais elevadas de Cr, Mn e Zn encontradas para os pontos amostrados na bacia do ribeirão Santa Maria podem ser explicadas pela composição geoquímica dos basaltos e solos associados presentes na área, os quais por serem enriquecidos nesses metais constituem áreas fontes de sedimentos para as águas dos cursos fluviais. Ainda não é claro porque em nosso estudo Cu não sofre interferência direta dos fatores geológicos,

tal como ocorre com Cr, Mn e Zn. Outras pesquisas devem ser desenvolvidas para elucidar essa questão.

Ao se comparar as concentrações dos metais entre si, a análise ANOVA *one-way* indica que existem diferenças significativas entre as concentrações dos metais amostrados ($F(7, 488)=2334,6, p=0,00001$), com destaque para as elevadas concentrações médias de Al e Zn, e para a menor concentração média de Cd (Gráfico 2). Estas diferenças ocorrem entre os metais considerados, exceto entre Cu e Mn ($p=1,00000$), Al e Zn ($p=0,98324$) e Cr e Pb ($p=0,36909$) (Tabela 4). A diferença significativa entre as concentrações dos metais indica que os sedimentos estudados estão expostos a diferentes fontes de poluição que podem ser de origem natural

Tabela 5 – Estatísticas do teste de “t” comparando as concentrações de metais nos sedimentos fluviais amostrados por posição (montante, jusante) em relação às aguadas. Os valores em negrito indicam diferenças significativas (p<0,05). DP=desvio padrão; n=número de amostras; gl=graus de liberdade

Metal	Posição	Média Log ($\bar{x} + 1$)	DP	n	t	gl	p
Al	Montante	2,28855	0,24208	28	0,73126	27	0,47092
	Jusante	2,27233	0,23526				
Cd	Montante	0,01598	0,00334	28	-1,30813	27	0,20186
	Jusante	0,01672	0,00374				
Cu	Montante	0,59894	0,16560	28	1,60763	27	0,11955
	Jusante	0,52901	0,22032				
Cr	Montante	0,24647	0,16137	28	0,10100	27	0,92029
	Jusante	0,24447	0,14520				
Fe	Montante	0,47335	0,08627	28	1,38620	27	0,17703
	Jusante	0,44079	0,11632				
Mn	Montante	0,18741	0,04034	28	-0,94845	27	0,94845
	Jusante	0,18786	0,03738				
Pb	Montante	0,60190	0,23929	28	1,96336	27	0,05998
	Jusante	0,53980	0,23462				
Zn	Montante	2,25918	0,01965	28	2,176626	27	0,03843
	Jusante	2,25563	0,02005				

ou antrópica. No presente caso, acredita-se que a fonte destes metais seja natural e associada a fatores geológicos e pedológicos tais como tipos de rochas e solos.

Quando comparadas as concentrações das amostras de sedimentos coletadas a montante e a jusante das aguadas, o teste de “t” indica que há diferenças significativas para o Zn (p=0,03843), com os valores da concentração mais elevados a montante que a jusante (Tabela 5). Era de se esperar que as concentrações de todos os metais analisados fossem mais elevadas a jusante caso houvesse contribuições antrópicas provenientes da atividade pecuária leiteira exercida na região que utiliza as aguadas para dessedentação do gado. No entanto, o resultado obtido para o Zn foi inverso ao esperado e não está claro porque isso acontece. Estudos complementares deverão ser realizados para elucidar essa questão.

CONCLUSÕES

Pode-se concluir que com exceção do Zn e Al todos os metais analisados encontram-se em concentrações baixas quando comparadas com outras regiões semelhantes e não apresentam risco a biota. O Zn apresenta concentração possível de causar danos ao ambiente aquático, entretanto a determi-

nação da concentração natural e de sua toxicidade são recomendados antes de se fazer qualquer afirmação quanto ao efeito poluidor desse metal.

As concentrações dos metais, com exceção do Zn, não foram significativamente diferentes a montante e jusante o que demonstra não haver efeito antrópico, ou seja, na região estudada a criação de gado não contribui para a poluição dos recursos hídricos.

Finalmente, pode-se afirmar que as concentrações dos metais são influenciadas pela bacia hidrográfica, especificamente por sua geologia.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq e FAPEG pelo auxílio financeiro

REFERÊNCIAS

ABDEL-GHANI, N. T.; ELCHAGHABY, G. A. Influence of operating conditions on the removal of Cu, Zn, Cd and Pb ions from wastewater by adsorption. *International Journal Environmental Science Technology*, v. c4, n. 4, p. 451-456, 2007.

- ADAMS, W. J.; KIMERLE, R. A.; BARNETT, J. W. Sediment quality and aquatic life assessment. *Environmental Science Technology*, v. 26, n. 10, p. 1865-1875, 1992.
- ADEYEMO, O. K.; ADEDOKUN, O. A.; YUSUF, R. K.; ADELEYE, E. A. Seasonal changes in physico-chemical parameters and nutrient load of river sediment in Ibadan city, Nigeria. *Global NEST Journal*, v. 10, n. 3, p. 326-336, 2008.
- AKCAY, H.; OGUZ, A.; KARAPIRE, C. Study of heavy metal pollution and speciation in Buyak Menderes and Gediz river sediments. *Water Research*, v. 37, n. 4, p. 813-822, 2003.
- ALLOWAY, B. J. *Heavy metals in soils*. London: Blackie Academic & Professional, 1995.
- BRASIL. Conselho Nacional do Meio Ambiente. *Resolução CONAMA nº 454, de 01/11/2012*. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/port/conama/legiabre.cfm?codlegi=693>>. Acesso em: 08 jul. 2013.
- CAMPBELL, P. G. C.; TESSIER, A. Ecotoxicology of metals in aquatic environments: geochemical aspects. In: NEWMAN, M. C.; JAGOE, C. H. (Ed.). *Ecotoxicology: a hierarchical treatment*. Boca Raton, FL: Lewis Publishers, 1996.
- CCME. Environmental CANADA Canadian Council of Ministers of the Environment. Protocol for the derivation of Canadian sediment quality guidelines for the protection of aquatic life. CCME EPC-98E. 1995. Prepared by Environment Canada, Guidelines Division, Technical Secretariat of the CCME Task Group on Water Quality Guidelines, Ottawa. (Reprinted in Canadian environmental quality guidelines, Chapter 6, Canadian Council of Ministers of the Environment, Winnipeg, 1999a).
- CCME. Canadian Council of Ministers of the Environment. Canadian sediment quality guidelines for the protection of aquatic life: Zinc. In: CANADIAN COUNCIL OF MINISTERS OF THE ENVIRONMENT. *Canadian environmental quality guidelines*. Winnipeg: Canadian Council of Ministers of the Environment, 1999b.
- CEREJEIRA, M. J.; VIANA, P.; BATISTA, S. Pesticides in portuguese surface and ground waters. *Water Research*, v. 37, n. 5, p. 1055-1063, 2003.
- CHEUNG, K. C.; POON, B. H. T.; LAN, C. Y.; WONG, M. H. Assessment of metal and nutrient concentrations in river water and sediment collected from the cities in the Pearl River Delta, South China. *Chemosphere*, v. 52, n. 9, p. 1431-1440, 2003.
- DAVIES, O. A.; ABOWEI, J. F. N. Sediment quality of lower reaches of Okpoka Creek, Niger Delta, Nigeria. *European Journal of Scientific Research*, v. 26, n. 3, p. 437-442, 2009.
- DEPINÉ, H.; KAUFMANN, V.; PINHEIRO, A.; SILVA, M. R.; GONÇALVES Jr. A. C.; GOMÊS, G. D. Nutrientes e metais em sedimentos depositados no rio de uma bacia agrícola no estado de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 17, n. 4, p. 229-237, 2012.
- DOWNEY, N.E.; MOORE, J. F. Trichostrongylid contamination of pasture fertilized with cattle slurry. *Veterinary Record*, v. 101, n. 24, p. 487-488, 1977.
- EBRAHIMI, M.; TAHERIANFARD, M. Pathological and Hormonal Changes in Freshwater Fishes Duo to Exposure to Heavy Metals Pollutants. *Water, Air, and Soil Pollution*, v. 217, n. 1-4, p. 47-55, 2011.
- FAGNANI, E.; GUIMARÃES, J. R.; MOZETO, A. P.; FADINI, P. S. Sulfetos volatilizáveis por acidificação e metais extraídos simultaneamente na avaliação de sedimentos de água doce. *Química Nova*, v. 34, n. 9, p. 1618-1628, 2011.
- FAO. FAOSTAT. *Produção mundial de leite - 2000-2010*. [S.l.]: FAO; 2012.
- FITCH, L.; ADAMS, B. W. Can cows and fish co-exist? *Canadian Journal of Plant Science*, v. 78, p. 191-198, 1998.
- IBGE. Diretoria de Pesquisas, Coordenação de Agropecuária. *Pesquisa da Pecuária Municipal*. [S.l.]: IBGE, 2011.
- IMB. Instituto Mauro Borges. Disponível em: <<http://www.seplan.go.gov.br/sepin/>>. Acesso em: 05 out. 2012.
- JESUS, H. C.; COSTA, E. A.; MENDONÇA, A. S. F.; ZANDONADE, E. Distribuição de metais pesados em sedimentos do sistema estuarino da Ilha de Vitória-ES. *Química Nova*, v. 27, n. 3, p. 378-386, 2004.

- KRUPADAM, R. J.; SMITA, P.; WATE, S. R. Geochemical fractionation of heavy metals in sediments of the Tapi estuary. *Geochemical Journal*, v. 40, n. 5, p. 513-522, 2006.
- LEVENT TUNA, A.; YILMAZ, F.; DEMIRAK, A.; OZDEMIR, N. Sources and distribution of trace metals in the Saricay stream basin of southwestern Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 125, n. 1-3, p. 47-57, 2007.
- LIM, T. T.; EDWARDS, D. R.; WORKMAN, S. R.; LARSON, B. T.; DUNN, L. Vegetated filter strip removal of cattle manure constituents in runoff. *Transactions of the American society of Agricultural and Biological Engineers*, v. 41, n. 5, p. 1375-1381, 1998.
- MARÇAL, W. S.; GASTE, L.; NASCIMENTO, M. R. L.; LIBONI, M.; GOMES, G. P.; HISASI, C. S. Cadmium concentration in mineral salt mixtures used as supplementation in beef cattle food. *Veterinarski Arhiv*, Zagreb, v. 73, n. 1, p. 47-53, 2003.
- MARQUES, J. J.; SCHULZE, D. G.; CURI, N.; MERTZMAN, S. A. Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma*, v. 121, n. 1-2, p. 31-43, 2004.
- MASSOLO, S.; BIGNASCA, A.; SARKAR, S. K.; CHATTERJEE, M.; ATTACHARYA, B. D.; ALAM, A. Geochemical fractionation of trace elements in sediments of Hugli River (Ganges) and Sundarban wetland (West Bengal, India). *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 184, n. 12, p. 7561-7577, 2012.
- MOHIUDDIN, K. M.; OGAWA, Y.; ZAKIR, H. M.; OTOMO, K.; SHIKAZONO, N. Heavy metals contamination in the water and sediments of an urban river in a developing country. *International Journal Environmental Science Technology*, v. 8, n. 4, p. 723-736, 2011.
- MORGANO, M. A.; GOMES, P. C.; MANTOVANI, D. M. B.; PERRONE, A. A. M.; SANTOS, T. F. Níveis de mercúrio total em peixes de água doce de pisciculturas paulistas. *Ciência e Tecnologia de Alimentos*, v. 25, n. 2, p. 250-253, 2005.
- MORILLO, J.; USERO, J.; GRACIA, I. Heavy metal distribution in marine sediments from the southwest coast of Spain. *Chemosphere*, v. 55, n. 3, p. 431-442, 2004.
- MORTATTI, J.; HISSLER, C.; PROBST, J-L. Distribuição de metais pesados nos sedimentos de fundo ao longo da Bacia do rio Tietê. *Geologia USP. Série Científica*, v. 10, n. 2, p. 3-11, 2010.
- MUNIZ, D. H. F.; OLIVEIRA-FILHO, E. C. Metais pesados provenientes de rejeitos de mineração e seus efeitos sobre a saúde e o meio ambiente. *Universitas: Ciências da Saúde*, v. 4, n. 1-2, p. 83-100, 2006.
- NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A. Geoquímica de Gnaisses do arco magmático de Goiás na Região Sul do Estado de Goiás. *Geologia USP. Série Científica*, v. 7, n. 1, p. 19-28, 2007.
- NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO, F. T.; MORAES, R.; SIMÕES, L. S. A. Química mineral e estimativas de pressão e temperatura em rochas metassedimentares do Grupo Araxá na região de Morrinhos, Sul do estado de Goiás. *Geologia USP. Série Científica*, v. 11, n. 2, p. 3-20, 2011.
- NOURI, J.; LORESTANI, B.; YOUSEFI, N.; KHORASANI, N.; HASANI, A. H.; SEIF, S.; CHERAGHI, M. Phytoremediation potential of native plants grown in the vicinity of Ahangaran lead-zinc mine (Hamedan, Iran). *Environmental Earth Science*, v. 62, n. 3, p. 639-644, 2011.
- OLADE, M. A. Heavy metal pollution and the need for monitoring: illustrated for developing countries in West Africa. In: HUTCHINSON, T.; MEEMA, K. (Ed.). *Lead, Mercury, Cadmium and Arsenic in the environment*. Chichester: John Wiley, 1987. p. 335-341.
- OLUBUNMI, F. E.; OLORUNSOLA, O. E. Evaluation of the Status of Heavy Metal Pollution of Sediment of Agbabu Bitumen Deposit Area. *European Journal of Scientific Research*, v. 41, n. 3, p. 373-382, 2010.
- ORRICO JÚNIOR, M. A. P.; ORRICO, A. C. M.; LUCAS JÚNIOR, J.; SAMPAIO, A. A. M.; FERNANDES, A. R. M.; OLIVEIRA, E. A. Compostagem dos dejetos da bovinocultura de corte: influência do período, do genótipo e da dieta. *Revista Brasileira de Zootecnia*, v. 41, n. 5, p. 1301-1307, 2012.
- PRAVEENA, S. M.; RADOJEVIC, M.; ABDULLAH, M. H.; AVIS, A. Z. Factor-cluster analysis and enrichment study of mangrove sediments – An example from Mengkabong Sabah. *Malysian Journal of Analytical Sciences*, v. 2, n. 6, p. 421-430, 2007.

RENNER, L. C. Geoquímica de sills basálticos da Formação Serra Geral, sul do Brasil, com base em rocha total e micro-análise de minerais. 2010. 226 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, 2010.

RODRIGUES, M. L. K.; FORMOSO, M. L. L. Geochemical distribution of selected heavy metals in stream sediments affected by tannery activities. *Water, Air, and Soil Pollution*, v. 169, n. 1-4, 167-184, 2006.

SANTOS, A. D. R. L.; MELO JÚNIOR, G.; SEGUNDO, J. E. A. G. Concentração de metais pesados em frações granulométricas de sedimentos de fundo do rio Pitimbu, região sul da grande Natal(RN): Implicações para levantamentos ambientais. *Revista de Geologia*, v. 15, p. 1-8, 2002.

SARAIVA, V. K.; NASCIMENTO, M. R. L.; PALMIERI, H. E. L.; JACOMINI, V. M. F. Avaliação da qualidade de sedimentos - estudo de caso: sub-bacia do ribeirão Espírito Santo, afluente do rio São Francisco. *Química Nova*, v. 32, n. 8, p. 1995-2002, 2009.

SHIGAKI, F.; SHAPPLEY, A.; PROCHONOW, L. I. Animal-based agriculture phosphorus management and water quality in Brazil: options for the future. *Scientia Agricola*, v. 63, n.2, p. 194-209, 2006.

SGM. Superintendência de Geologia e Minerais de Goiás. *Mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal associado a modelo digital de terreno*. Goiânia: Secretaria de Indústria e Comércio de Goiás, Brasil, 2004.

SUCIU, I.; COSMA, C.; TODICA, M.; BOLBOACA, S. D.; JANTSCHI, L. Analysis of soil heavy metal pollution and pattern in Central Transylvania. *International Journal of Molecular Sciences*, v. 9, p. 434-453, 2008.

TESSIER, A.; CAMPBELL, P. G. C. Partitioning of trace metals in sediments: relationship with bioavailability. *Hydrobiologia*, v. 149, n. 1, p. 43-52, 1987.

TIMOFIECSYK, A.; FAVARETTO, N.; PAULETTI, V.; DIRCKOW, J. Perdas de carbono e nitrogênio com aplicação de dejetos líquido bovino em latossolo muito Argiloso sob plantio direto e chuva natural. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 36, n. 6, p. 1924-1930, 2012.

USEPA. UNITED STATES EPA. *Method 3050B, SW-846*. Test methods for evaluating solid waste: physical/chemical methods. 3rd ed. USA: USEPA, 1995.

VRIES, W.; ROMKENS, P. F. A. M.; SCHUTZE, G. Critical soil concentrations of cadmium, lead and mercury in view of health effect on humans and animals. *Reviews of Environmental Contamination and Toxicology*, v. 191, p. 91-30, 2007.

WOITKE, P.; WELLMITZ, J.; HELM, D.; KUBE, P.; LEPOM, P.; LITHERATY, P. Analysis and assessment of heavy metal pollution in suspended solids and sediments of the river Danube. *Chemosphere*, v. 51, n. 8, p. 633-642, 2003.

Pollutant Metals In Fluvial Sediments From Creeks Under The Influence Of Dairy Activities In The State of Goiás, Brazil

ABSTRACT

Level and source of contamination of aquatic ecosystems are usually determined by the concentration of pollutant metals in sediments. This study aimed to determine the effects of dairy activities on the contamination of sediments by Cu, Fe, Mn, Zn, Cd, Pb, Cr and Al. Samples were collected upstream and downstream from cattle watering points in 31 creeks located in the Meia Ponte river region, which is the main dairy area in the State of Goiás, Brazil. The metals were analyzed by atomic absorption at sediment fractions <0.063mm after acid digestion. Except for Al and Zn, the other metals showed low concentrations. Data comparison with Canadian standards for sediment quality (VGQS) showed Zn may pose a risk of biota contamination whereas Cu, Cd, Pb and Cr do not. In contrast to other metals which showed no significant differences between upstream and downstream, Zn showed higher concentration in upstream samples. In conclusion, the studied metals are associated with geological processes so the dairy activities do not contribute to stream contamination with these metals.

Keywords: Metals. Contamination. Dairy activities.

NOTA TÉCNICA

Preenchimento de Dados Limnimétricos Horários Via Modelos ARIMA

Daniel H. Marco Detzel¹, Ana Paula Oening¹, Angelo R. R. de Souza¹, Sérgio L. C. Cerminaro²

daniel@lactec.org.br; ana.oening@lactec.org.br; angelorrrdesouza@gmail.com; sergio.cerminaro@cesp.com.br

Recebido: 06/06/13 - revisado: 26/06/13 - aceito: 27/08/13

RESUMO

O uso de dados hidrológicos é primordial em qualquer instância do planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos de uma determinada localidade. Acompanhado da obtenção desses dados, é indispensável a execução de uma análise de consistência, a fim de detectar erros ou períodos com falhas em registros. O presente trabalho foca em dados limnimétricos horários, apresentando-se primeiramente um método simples para eliminação de dados errôneos baseado em técnicas de detecção de outliers. Na sequência, mostra-se o preenchimento de períodos com falhas nos dados a partir de modelos autorregressivos integrados de médias móveis (ARIMA) e conceitos de previsão de séries temporais. Faz-se uso de previsões forward-backward com subsequente ponderação das estimativas. Como estudo de caso, utilizaram-se limnigramas referentes a duas estações de monitoramento instaladas na bacia hidrográfica rio Paraná. Os resultados obtidos foram muito bons, com erros médios percentuais absolutos (MAPEs) baixos para as situações exibidas. Destaca-se a independência da metodologia apresentada para com o uso de dados externos, procedimento comum à tradicional análise de consistência.

Palavras-chave: Análise de consistência. Dados limnimétricos. Modelos ARIMA. Escala horária

INTRODUÇÃO

O uso de dados hidrológicos é primordial em qualquer instância do planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos de uma determinada localidade. A partir deles, usualmente organizados em formato de séries temporais, é possível estimar variáveis relevantes para a elaboração de projetos de pequena e grande escala. Sua importância é reconhecida, inclusive, na Legislação do país, a qual aponta o Sistema de Informações de Recursos Hídricos como um instrumento de gestão da Política Nacional de Recursos Hídricos (Lei Federal 9433/97).

A medição de variáveis relacionadas com a água na natureza está inserida dentro das atividades da ciência hidrométrica. Em específico, registros limnimétricos se referem às medidas dos níveis de água, sejam eles de rios ou de reservatórios. Dentre suas diversas aplicações, destacam-se a obtenção de dados de vazões de rios através de curvas-chave e o monitoramento dos níveis de reservatórios. Tradicionalmente, as observações eram coletadas através

de réguas limnimétricas instaladas às margens do corpo hídrico. Atualmente, muitos postos contam com medições automáticas através de limnígrafos, capazes de gravar informações contínuas e enviá-las via satélite.

Evidentemente a aquisição dos dados limnimétricos não está isenta de erros e, portanto, necessita ser submetida a análises de consistência. O uso dos limnígrafos praticamente elimina os erros grosseiros, principalmente por não depender de leituras. Ainda assim, esses aparelhos não estão isentos de erros sistemáticos e fortuitos que podem provocar medições equivocadas ou interrupções nos registros. Encontra-se na literatura uma rotina clássica para analisar a consistência de dados fluviométricos em geral, que contempla desde visitas técnicas nas estações de monitoramento até avaliação conjunta com postos vizinhos (SANTOS *et al.*, 2001; Agência Nacional de Águas, 2011; World Meteorological Organization, 2008). Faz-se uso de curvas duplo-acumulativas para detecção de dados errôneos e regressões para suas correções. No caso de zeros nas séries, a análise é mais criteriosa e pode incluir dados de precipitação na bacia hidrográfica em questão. O uso de regressões entre postos vizinhos para o preenchimento dos vazios também é comum, principalmente se estes postos estão localizados em um mesmo rio (SANTOS *et al.*, 2001).

¹ Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento – LACTEC

² Companhia Energética de São Paulo – CESP

No entanto em muitas situações essas técnicas de preenchimento de dados faltosos (ou errôneos) não são satisfatórias, fato que motivou alguns estudos mais aprofundados acerca do tema. Dos métodos propostos, observa-se uma divisão entre dois grupos: os que não possuem informações extras além da própria série em análise e os que contam com séries de postos vizinhos ou de outros dados hidrológicos pertinentes. No primeiro caso, frequentemente classificado como univariado, aplicam-se técnicas derivadas de previsões de séries temporais, tais como redes neurais artificiais (RNA) (KHALIL *et al.*, 2001; ELSHORBAGY *et al.*, 2002; KIM e AHN, 2008; STARRETT *et al.*, 2008) e modelos estocásticos lineares (BENNIS *et al.*, 1997; QUEVEDO *et al.*, 2010). Elshorbagy *et al.* (2000) utilizam-se dessas técnicas aplicadas a grupos com características hidrológicas semelhantes, identificados através de reconhecimento de padrões sobre a série mensal de vazões de um rio. Na comparação, os autores apontam melhor desempenho para as RNA. Em outras ocasiões, nas quais as variáveis não possuem tanta variabilidade, técnicas simples como interpolações lineares ou médias ponderadas são utilizadas (DINPASHOH *et al.*, 2011; YAWSON *et al.*, 2012).

Para o caso multivariado, o número de trabalhos na literatura é consideravelmente maior, sendo comum o uso de interpolações espaciais (HUGHES e SMAKHTIN, 1996; KUMAMBALA, 2010) e regressões múltiplas (SIMONOVIC, 1995; ABATZOGLOU *et al.*, 2009), além das já citadas RNA (ELSHORBAGY *et al.*, 2000; KIM e PACHEPSKY, 2010). Dastorani *et al.* (2010) também utilizam RNA para o preenchimento de séries mensais de vazão, comparando-as com uma técnica baseada em lógica neuro-fuzzy (ANFIS). Apesar de reforçar que RNA são boas técnicas para o preenchimento de dados faltantes, melhores estimativas foram fornecidas pela lógica ANFIS.

Encontram-se também estudos que fazem uso de outras variáveis hidrológicas, tais como precipitação e evaporação. Gyau-Boakye e Schultz (1994), por exemplo, as aplicam no preenchimento de dados diários de vazão, comparando o desempenho de oito técnicas. Dentre elas estão alguns modelos físicos, o que justifica o uso das informações extras.

Recentemente outras técnicas têm sido propostas com resultados promissores. Firat *et al.* (2012) aplicam o algoritmo EM (do inglês *Expectation-Maximization*) para o preenchimento de séries de temperatura em escala mensal. Trata-se de uma técnica iterativa na qual os valores esperados dos dados faltantes são estimados (fase E) e a função de

log-verossimilhança formada pelas estimativas é maximizada (fase M). As estimativas iniciais são feitas com informações de postos vizinhos. Mwale *et al.* (2012), por sua vez, aplicam os conceitos de mapas auto organizáveis sobre séries hidrológicas diárias de níveis de rios, vazões e chuvas na intenção de identificar agrupamentos com características semelhantes, fornecendo subsídios para o preenchimento de períodos faltantes.

Todavia, os estudos citados nos parágrafos anteriores se limitam a escalas mensais e diárias. A literatura relacionada ao tema praticamente não contempla casos de análise de consistência e preenchimento de dados em escala horária. É nesse contexto que se apresenta este artigo, focado no preenchimento de falhas observadas em limnigramas, trabalhando-se com cotas médias hora a hora. Devido à impossibilidade de uso de informações adicionais e séries de postos vizinhos, utilizam-se modelos autorregressivos integrados de médias móveis (ARIMA) e conceitos comuns à previsão de séries temporais.

O restante do trabalho está organizado em três seções: a primeira apresenta a área de estudo e o método aplicado, com destaque à explicação de conceitos fundamentais da modelagem ARIMA. A segunda seção mostra os resultados e principais comentários pertinentes. Por fim, a última seção conclui o artigo.

MATERIAIS E MÉTODOS

Área de estudo e dados utilizados

A metodologia proposta neste trabalho foi aplicada a dados limnimétricos de rios localizados na bacia hidrográfica do rio Paraná, em sua porção norte. Referem-se a duas bobinas completas, respectivas aos postos de Fazenda Bálsamo (FB), no rio Aporé (afluente do rio Paranaíba) e Fazenda São Sebastião (FSS), no rio Sucuriú (afluente do rio Paraná) e cuja localização geográfica é mostrada no croqui da Figura 1.

O rio Aporé marca a divisa entre os estados de Goiás e Mato Grosso do Sul, enquanto que o rio Sucuriú se localiza inteiramente no estado do Mato Grosso do Sul. São considerados os dois principais afluentes da região do Alto Paraná, formando o Complexo Aporé-Sucuriú (PAGOTTO e SOUZA, 2006). Essa área pertence completamente ao Planalto da Bacia Sedimentar do Paraná, sendo marcada por altitudes médias entre 500 e 750 metros e relevo de chapadas, típicas do bioma cerrado. Os postos

Nascimento *et al.* (2012): Z-Score e Z-Score Modificado.

Os métodos se fundamentam na distribuição normal. O Z-Score é simplesmente o cálculo da variável normal padrão para todos os registros, como mostra a equação (1):

$$ZS_t = \frac{z_t - \bar{z}}{s_z} \tag{1}$$

onde z_t é a observação no instante t ($t = 1, 2, \dots, n$) e \bar{z} e s_z são, respectivamente, os estimadores amostrais da média e desvio padrão. Dessa maneira, são calculados tantos ZS quanto for o tamanho da série de dados limnimétricos. Como regra, considera-se outlier a observação com ZS (em módulo) maior que 3 (NASCIMENTO *et al.*, 2012).

Contudo, se uma série contém muitos *outliers*, eles afetarão o cálculo dos parâmetros de média, desvio padrão e, conseqüentemente, a determinação do ZS. Por esse motivo utilizou-se também o método do Z-Score Modificado, que substitui a média pela mediana amostral e o desvio padrão pelo o desvio absoluto da mediana amostral (MAD) (IGLEWICZ e HOAGLIN, 1993). O MAD é calculado pela equação (2):

$$MAD = \text{mediana}(|z_t - \bar{z}|) \tag{2}$$

onde \bar{z} é a mediana amostral da série. O Z-Score Modificado é, então, calculado pela fórmula (3):

$$ZSM_t = \frac{0,6745(z_t - \bar{z})}{MAD} \tag{3}$$

Para este método, consideram-se *outliers* as observações cujo ZSM (em módulo) sejam superiores a 3,5 (IGLEWICZ e HOAGLIN, 1993). Por convenção, uma cota suspeita somente é retirada da série quando for identificado por ambos os métodos.

É importante frisar que o emprego das técnicas de detecção de *outliers* visa somente dar suporte à metodologia, visto que as séries são bastante longas. Se a intenção for executar uma detecção de *outliers* mais robusta, recomenda-se consulta a métodos que considerem a autocorrelação serial dos registros (e.g. BASU; MECKESHEIMER, 2007).

Preenchimento das falhas e os modelos ARIMA

Depois de passar pela detecção dos *outliers*, as séries resultantes são submetidas ao procedimento de preenchimento de falhas e correção dos erros.

Elshorbagy *et al.* (2000) fornecem uma classificação das falhas comumente encontradas em dados hidrológicos que pode ser útil para o entendimento da metodologia adotada. Os três grupos são: (i) dados com falhas esparsas, ou isoladas; (ii) pequenas sequências de dados com falhas e (iii) sequências significativas de dados com falhas. No primeiro grupo se encontram aqueles registros incoerentes identificados pelos métodos descritos no item anterior, podendo ser resultado de algum erro na digitalização dos dados, por exemplo. O segundo e terceiro grupos são mais corriqueiros, podendo ser atrelados a períodos nos quais ocorreu alguma falha no limnógrafo, como secagem da tinta da pena, problemas com o relógio que controla o rolamento da bobina de papel, entre outros motivos. A diferença entre eles reside no fato de que no segundo os dados remanescentes são suficientes para caracterizar o perfil de comportamento da série. Já no terceiro, as falhas são tão extensas que as tentativas de preenchimento podem resultar em erros de grande magnitude.

A metodologia adotada para o preenchimento de falhas nos limnogramas digitalizados serve para os três grupos. Naturalmente sua precisão cai na medida em que se aumenta o período de falhas, sendo também dependente do comportamento da série em análise. A ideia é visualizar a questão do preenchimento sob a ótica da previsão de séries temporais. Como ressaltam Bennis *et al.* (1997), modelos que tradicionalmente são usados para prever dados futuros de uma série podem ser adaptados ao caso do preenchimento de valores em branco. Assim, a série final seria composta de uma parcela observada, seguida de uma parcela estimada e complementada por outra parcela observada, como mostra o esquema da Figura 2.

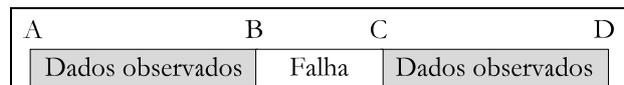


Figura 2– Esquema para preenchimento de falhas

O intervalo definido por BC marca o período de registros em branco a ser preenchido por técnicas de previsão. O maior desafio dessa metodologia é garantir que o último dado previsto (ponto C) coincida com o próximo registro observado, de forma a manter a coerência dos dados limnimétricos como um todo.

A forte autocorrelação inerente às cotas horárias fez com que a opção por modelos ARIMA,

também conhecidos por modelo Box e Jenkins (BOX *et al.*, 1994), fosse natural para o preenchimento dos períodos sem registros. Tais modelos resultam da combinação de três parcelas: o componente autorregressivo (AR), o filtro de integração (I) e o componente de médias móveis (MA). Uma série pode ser modelada pelos três filtros ou apenas um subconjunto deles. Existe uma grande variedade de modelos ARIMA, sendo que o modelo geral não sazonal é conhecido como ARIMA(p,d,q), no qual as letras p, d e q indicam a ordem da componente AR, o grau de diferenciação I e a ordem da componente MA, respectivamente.

Seja uma série de cotas qualquer representada pela variável x_t ($t = 1, 2, \dots, n$). Na modelagem de vazões em um rio tipicamente se adotam seus logaritmos, pois esta transformação aproxima a distribuição da série a uma normal (KELMAN, 1987). Essa convenção é também adotada para as cotas, de forma que $z_t = \log x_t$. Para início da descrição dos modelos ARIMA, introduz-se o operador de defasagem B, definido pela equação (4):

$$z_{t-k} = B^k z_t \quad (4)$$

Um modelo autorregressivo de médias móveis ARMA(p,q) é expresso pela equação (5):

$$(1 - \varphi_1 B - \dots - \varphi_p B^p) z_t = (1 - \theta_1 B - \dots - \theta_q B^q) \varepsilon_t \quad (5)$$

onde φ_p é o parâmetro autorregressivo de ordem p, θ_q é o parâmetro de médias móveis de ordem q e ε_t é uma série de resíduos (ou erros) aleatórios. De primordial importância para a correta estimação dos parâmetros do modelo de Box & Jenkins há de se considerar a série estatisticamente estacionária. Sabe-se, entretanto, que essa é uma condição raramente atendida em séries de fenômenos naturais. Por esse motivo, adiciona-se o filtro de integração I ao modelo, que consiste em tomar diferenças sucessivas da série original até obter uma série estacionária. A primeira diferença de z_t , por exemplo, é definida pela equação (6):

$$z_t^d = z_t - z_{t-1} \quad (\text{para } d = 1) \quad (6)$$

Comumente é suficiente tomar uma ou duas diferenças para que a série se torne estacionária (BOX *et al.*, 1994). O número d de diferenças necessárias é denominado ordem de integração do filtro I. A inclusão desse termo permite que sejam utilizados os modelos ARIMA(p,d,q) dados pela equação (7):

$$(1 - \varphi_1 B - \dots - \varphi_p B^p)(1 - B - \dots - B^d) z_t = (1 - \theta_1 B - \dots - \theta_q B^q) \varepsilon_t \quad (7)$$

A metodologia Box e Jenkins utiliza uma estratégia de construção de modelos de forma iterativa em três passos, que consiste na identificação de um modelo candidato inicial, estimação de seus parâmetros e diagnóstico do modelo. Caso seja preciso, o modelo inicial é modificado e o processo é repetido até que o diagnóstico mostre que não seja necessária nova alteração.

O primeiro passo do procedimento iterativo tem grande importância para a modelagem das cotas. Em específico, este procedimento diz respeito a estudos acerca da classe dos modelos autorregressivos (com ou sem médias móveis) e suas respectivas ordens. A técnica mais tradicional de se identificar um modelo ARIMA é através da comparação gráfica entre as chamadas funções de autocorrelação (FAC) e de autocorrelação parcial (FACP). Esses gráficos são obtidos para as amostras e comparados a comportamentos teóricos esperados para cada modelo (SOUZA; CAMARGO, 2004).

Este exercício foi feito para as séries limnométricas em estudo, na intenção de ajustar um modelo ARIMA apropriado para o preenchimento de falhas. Ao plotar a FAC das séries originais, notou-se que ela apresentou um decaimento muito lento, explicado pela forte correlação serial entre os dados horários. Dessa maneira a diferenciação das séries foi adotada. A questão resultante foi o número de diferenciações a ser empregado. A Figura 3 e a Figura 4 mostram, respectivamente, as FAC e FACP para as 1ª e 2ª diferenças no posto FSS. Utilizou-se 20 como defasagem (número de lags) máxima. As linhas tracejadas horizontais se referem ao intervalo dentro do qual as funções são estatisticamente iguais a zero.

Para a 1ª diferença, pode-se fazer um paralelo direto da FAC com o comportamento esperado de um modelo autorregressivo, pois apresenta um decaimento exponencial/senoidal em seus lags. No caso da FACP, contam-se três lags significativos, fazendo com que o modelo selecionado seja um ARIMA(3,1,0).

A 2ª diferença, por sua vez, apresenta uma FACP com decaimento exponencial aproximado, indicando um modelo de médias móveis. Ressalta-se que a análise do modelo MA é inversa à do modelo AR, ou seja, os componentes do modelo são indicados pela FACP e a ordem pela FAC. Seguindo esse roteiro, contam-se dois lags significativos na FAC, apontando para um modelo ARIMA(0,2,2).

Em resumo, têm-se dois modelos candidatos: ARIMA(3,1,0) e ARIMA(0,2,2). A escolha final foi feita relevando-se a complexidade em se estimar os parâmetros de cada um deles. Nesse quesito, modelos predominantemente autorregressivos são mais parcimoniosos, pois suas equações de estimação podem ser deduzidas analiticamente (BOX *et al.*, 1994). Além disso, esse modelo possui um apelo físico mais interessante para a série de cotas do que um modelo de médias móveis puro, pois as relaciona diretamente.

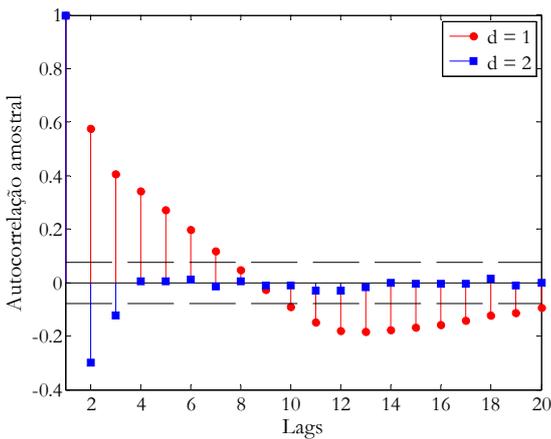


Figura 3 – FAC para posto FSS

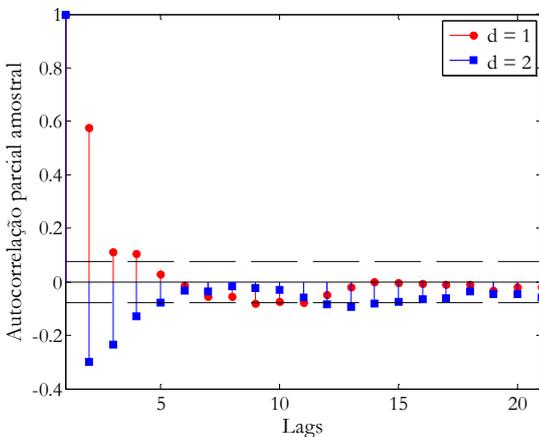


Figura 4 – FACP para posto FSS

O comportamento observado nas demais séries de cotas horárias digitalizadas seguiu o mesmo padrão mostrado. Porém, antes de fixar o modelo final, deve-se mencionar parte importante da teoria de Box & Jenkins: modelos ARIMA ajustados a séries estacionárias, não necessitam de ordens superiores a dois (BOX *et al.*, 1994). Lembra-se que o uso do

filtro de integração I para as séries as deixa com essa característica. Portanto, sem perdas de generalidade, assume-se o modelo ARIMA(2,1,0) como padrão para o preenchimento dos eventuais dados faltosos ou errôneos nas séries. Este modelo é descrito formalmente pela equação (8):

$$(1 - \varphi_1 B - \varphi_2 B^2)(1 - B)z_t = \varepsilon_t \tag{8}$$

Alternativamente, pode-se escrever o modelo sem o uso do operador B, chegando-se à equação de previsão utilizada no preenchimento:

$$z_{t+1} = z_t(1 + \varphi_1) - z_{t-1}(\varphi_1 - \varphi_2) - z_{t-2}\varphi_2 \tag{9}$$

Atenta-se para a omissão do termo do resíduo da equação (9), pois se trata de uma formulação que não considera defasagens nos erros (e.g. MA = 0).

A identificação de modelos Box & Jenkins pode também ser feita de forma automática, aplicando-se os chamados critérios de informação. São equações que relevam a qualidade do ajuste promovido por cada modelo (a partir da função de verossimilhança) e uma penalidade atribuída ao número de parâmetros considerados. Os mais conhecidos são os critérios de informação de Akaike (AIC – AKAIKE, 1974) e de Bayes (BIC – SCHWARTZ, 1978). Entretanto, esses métodos têm a desvantagem de necessitar da estimação de todos os modelos candidatos, o que pode tornar o processo moroso.

A estimação dos parâmetros φ_1 e φ_2 do modelo foi feita empregando-se o método da máxima verossimilhança, objetivando-se a minimização da soma dos quadrados dos resíduos ε_t da equação (8). A formulação final foi, então, submetida à etapa de diagnóstico, na qual foram testadas a independência, homocedasticidade e a distribuição de probabilidades da série de resíduos (BOX *et al.*, 1994).

Ponderação das previsões

A questão pendente a ser resolvida é como garantir que o último dado previsto coincida com o próximo registro observado. Esse ponto foi levantado nos estudos de Elshorbagy *et al.* (2000) e Bennis *et al.* (1997), nos quais os autores sugeriram que uma interpolação dos valores previstos poderia ser uma saída. Utilizando essa indicação em conjunto com o emprego de previsões *forward-backward* (também considerada em BENNIS *et al.*, 1997), chegou-se a uma solução, explicada mais claramente com um exemplo: seja uma série de cotas horárias z_t na qual se detectou uma sequência de cinco registros

faltantes ($n = 5$). Essa descontinuidade observada na série quebra-a em dois segmentos, um antes e outro depois das falhas. Assim, dois modelos ARI-MA(2,1,0) são ajustados, um para cada segmento de série. Para o segmento anterior à falha, o primeiro modelo é aplicado para prever as cinco próximas cotas; para o segmento posterior à falha, o segundo modelo é ajustado para prever as cinco cotas anteriores. Isso é possível através da manipulação dos índices temporais das variáveis na equação do modelo (equação (9)).

Depois de efetuado o procedimento descrito restará duas previsões para o mesmo período de falhas. Estas previsões são submetidas a uma ponderação para que a estimativa final das falhas seja determinada. A atribuição de pesos às previsões é feita de forma que se priorize o período anterior ou posterior à falha, o que for mais próximo da cota estimada. Tem-se, portanto, que a sequência final das cotas prevista é dada pela equação (10):

$$\hat{z}_t = \alpha_t \hat{z}_t^{\text{anterior}} + \beta_t \hat{z}_t^{\text{posterior}} \quad (10)$$

onde \hat{z}_t é a sequência final de cotas, $\hat{z}_t^{\text{anterior}}$ é a sequência de previsões utilizando o segmento anterior à falha (previsões *forward*), $\hat{z}_t^{\text{posterior}}$ é a sequência de previsões utilizando o segmento posterior à falha (previsões *backward*) e α_t e β_t são os pesos. Para o exemplo hipotético, $t = 1, \dots, 5$ e os pesos são calculados para cada instante de tempo. Como condição, a soma do conjunto α , bem como do conjunto β , para todos os instantes de tempo, deve ser um. A diferença é que α inicia em um e decresce até zero quando $t = 5$, utilizando um decaimento de fator $1/(n - 1)$. O peso β evolui de forma oposta, iniciando em zero e crescendo até um quando $t = 5$, utilizando o mesmo fator $1/(n - 1)$. Todo o procedimento é mais bem entendido através da Figura 5, que esquematiza essa metodologia.

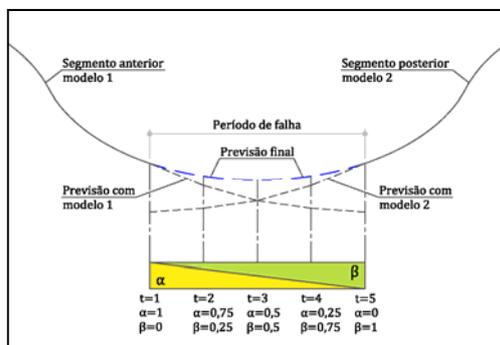


Figura 5 – Ponderação entre previsões para preenchimento do período de falhas

Evidentemente, em casos de *outliers* isolados detectados, o método também funciona, pois os pesos resultarão 0,5, equivalente à média das duas previsões.

Para a verificação do desempenho do modelo proposto, utilizou-se o erro médio percentual absoluto (MAPE, sigla inglesa para *mean absolut percentage error*), índice muito usado para avaliar a qualidade de previsão de séries temporais (MAKRIDA-KIS *et al.*, 1998). Por ser medido em porcentagem, esse indicador pode ser empregado para comparar o desempenho em diferentes postos limnimétricos. O MAPE é calculado de acordo com a equação (11):

$$\text{MAPE} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \left| \frac{z_t - \hat{z}_t}{z_t} \right| \times 100 \quad (11)$$

Onde z_t é a observação real retirada da série histórica, \hat{z}_t é o valor previsto para o mesmo instante de tempo e n é o horizonte de previsão considerado. Nos experimentos numéricos realizados, falhas foram deliberadamente inseridas nas séries históricas de FSS e FB e submetidas ao procedimento de preenchimento. As estimativas foram, então, comparadas com os valores originais através do MAPE.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Antes de aplicar o modelo ARIMA(2,1,0) no preenchimento das falhas, suas propriedades teóricas foram verificadas através da aplicação de testes de hipótese para independência (PORTMANTEAU – LI e McLEOD, 1981), homocedasticidade (LEVENE – BROWN e FORSYTHE, 1974) e normalidade (LILLIEFORS – LILLIEFORS, 1967) da série de resíduos. A formulação foi ajustada a dez momentos da série de cotas horárias, cinco para cada posto limnimétrico. Do total, os resíduos foram considerados independentes em 30% dos casos, homocedásticos em 100% dos casos e com distribuição aproximadamente normal em 30% dos casos, utilizando um nível de confiança de 5%. Apesar dos resultados pouco satisfatórios obtidos para o primeiro e último quesitos, lembra-se que essas são verificações balizadoras e que não invalidam o método. Uma melhora nesses índices poderia ser obtida caso fosse adotado o modelo ARIMA(3,1,0) inicialmente identificado. No entanto, a complexidade da formulação e o custo computacional para sua aplicação se elevariam, afetando a parcimônia do método.

Observou-se que o desempenho do modelo ARIMA dependeu de três fatores inter-relacionados: (i) a característica da série, (ii) o tamanho do período de falhas e (iii) a posição do período de falhas. O primeiro fator se refere ao comportamento geral da série. Quanto maior sua volatilidade, mais dificuldades o modelo terá para estimar valores faltantes. O segundo diz respeito ao horizonte a ser previsto; naturalmente, quanto maior esse valor, menos acurada será a estimativa. Finalmente, o terceiro fator diferencia falhas presentes em períodos considerados normais da série de picos ou recessões. A Figura 6 exibe a aplicação da metodologia para um caso considerado simples. Trata-se de um longo período de recessão observado na série de FB. Inseriram-se três falhas distintas, totalizando 133 registros vazios. Após aplicação do método, as cotas estimadas obtiveram um MAPE acumulado de apenas 0,36%.

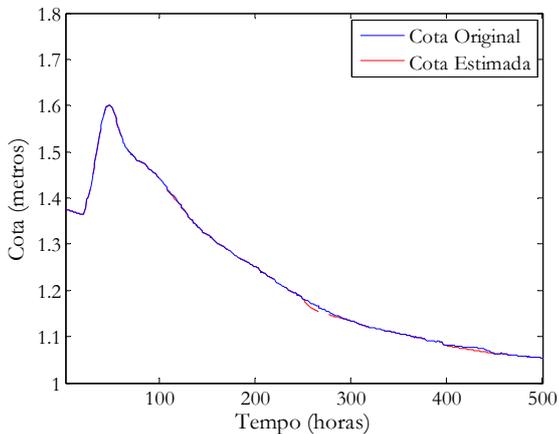


Figura 6 – Preenchimento de falhas para período de recessão da série FB (133 falhas; MAPE total: 0,36%)

A situação menos favorável ocorre quando a falha se dá justamente sobre valores extremos, sejam eles picos ou vales. Para demonstrar o comportamento do modelo nesses casos, selecionou-se uma sequência de 200 registros de FSS relativos a um período da série relativamente volátil. Foi inserida uma falha contínua de 20 horas justamente sobre o pico existente. Após passar pelo modelo, o resultado obtido foi o mostrado pela Figura 7.

Nota-se que o modelo não foi capaz de reproduzir inteiramente o pico observado, ficando pouco abaixo dos valores reais. No entanto, o MAPE de 1,23% obtido para esse preenchimento pode ser considerado baixo quando comparado com índices

padrão em estudos de previsão (MAPEs variando de 3% a 5%, dependendo da série analisada). Ademais, só o fato de o método ser capaz de reproduzir a curvatura do pico agrega avanços significativos em relação aos tradicionais métodos de interpolação. Esse resultado é ainda mais expressivo se for lembrado que a única informação utilizada para o preenchimento é a própria série, dispensando variáveis externas ou análises cruzadas entre postos de medição. Outros resultados são mostrados da Figura 8 à Figura 13, sendo que o posto, o tamanho das falhas e os MAPEs obtidos são identificados em suas respectivas legendas. Nesses resultados foi dada prioridade a falhas sobre picos e vales das séries, na intenção de avaliar o desempenho do modelo sob essas circunstâncias específicas.

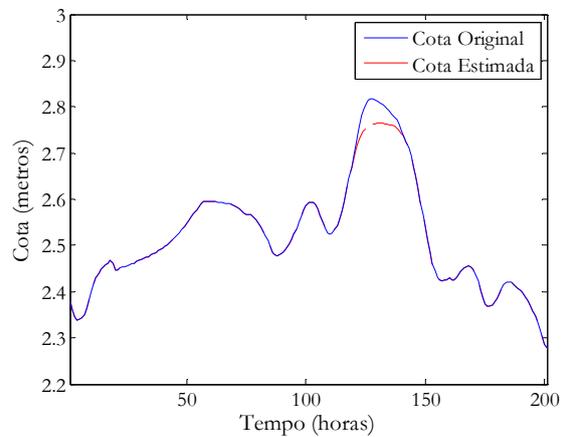


Figura 7 – Preenchimento de falhas para uma situação de pico de cheia na série FSS (20 falhas, MAPE: 1,23%)

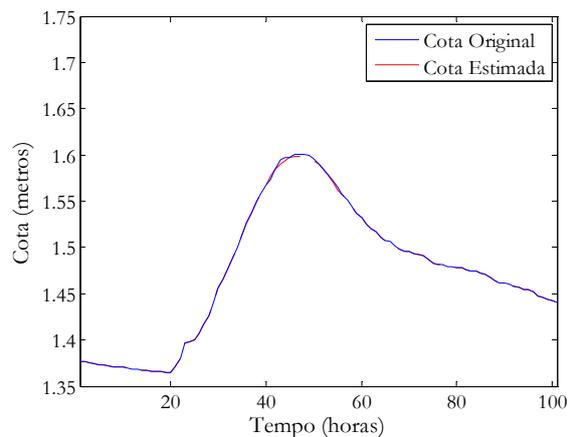


Figura 8 – Posto FB; 16 falhas; MAPE: 0,13%

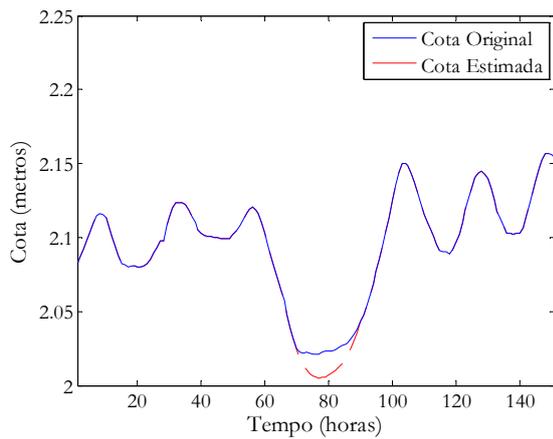


Figura 9 – Posto FSS; 20 falhas; MAPE: 0,52%

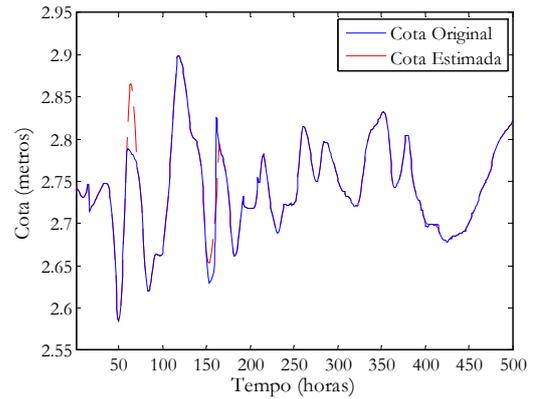


Figura 12 – Posto FSS; 11/16/16 falhas; MAPE total: 0,98%

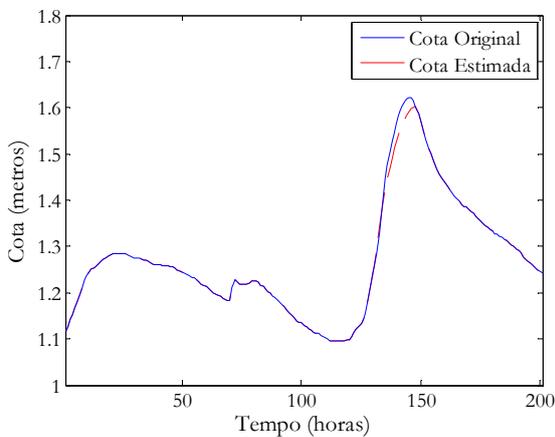


Figura 10 – Posto FB; 16 falhas; MAPE: 1,60%

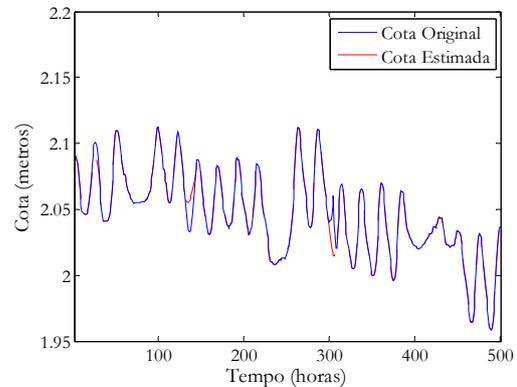


Figura 13 – Posto FSS; 11/6/16 falhas; MAPE total: 0,61%

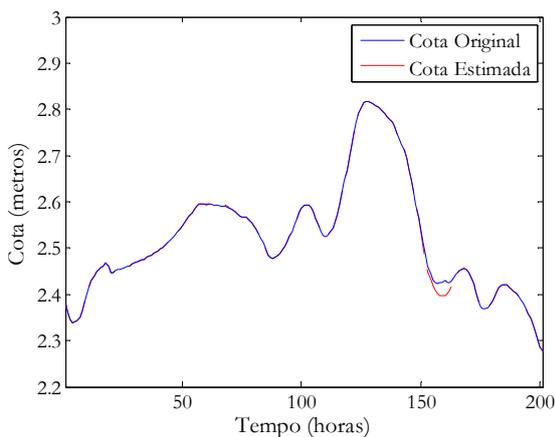


Figura 11 – Posto FSS; 11/16 falhas; MAPE total: 0,43%

A Tabela 1 apresenta estatísticas básicas de médias e desvios padrão para as séries originais e preenchidas. Percebe-se que as diferenças apresentadas foram mínimas, muitas delas diferindo apenas a quarta casa decimal (escala dos décimos de centímetros).

Nestas situações diversas, percebe-se que o modelo ARIMA obteve um bom desempenho, aparecendo como alternativa mais atrativa em relação às práticas comuns de análise de consistência em limnogramas. Tipicamente, em se deparando com algum período vazio, o operador é orientado a preencher as extremidades da falha com uma linha reta (SANTOS *et al.*, 2001). Se houver um pico neste período, o erro cometido será de grande magnitude. Por conter informações da série histórica em seus parâmetros, o modelo ARIMA melhora essas estimativas.

Tabela 1 – Estatísticas básicas comparativas das séries originais e preenchidas

Resultado	Média (m)		Desvio Padrão (m)	
	Original	Corrigida	Original	Corrigida
Figura 6	1,2321	1,2311	0,1568	0,1573
Figura 7	2,5222	2,5187	0,1240	0,1164
Figura 8	1,4734	1,4731	0,0737	0,0733
Figura 9	2,0950	2,0936	0,0362	0,0392
Figura 10	1,2737	1,2718	0,1292	0,1247
Figura 11	2,5222	2,5211	0,1240	0,1250
Figura 12	2,7422	2,7434	0,0563	0,0565
Figura 13	2,0466	2,0464	0,0322	0,0321

Ressalta-se, no entanto, que cuidado deve ser tomado principalmente na relação tamanho da falha *versus* posição do período de falha. Como dito anteriormente, se forem observadas falhas longas coincidentes a eventos hidrológicos significativos, o preenchimento pode não ser satisfatório.

Por outro lado, as estações limnimétricas de monitoramento consideradas nesse estudo, contam com a visita diária de um operador que realiza a inspeção do equipamento. Dessa maneira, salvo defeitos mais graves no limnógrafo, os períodos de falhas nos registros dificilmente chegam a 24 horas, o que torna a aplicação da metodologia proposta perfeitamente viável.

CONCLUSÃO

Apresentou-se neste trabalho um método para preenchimento de falhas em dados hidrológicos horários provenientes de limnogramas instalados em rios. Utilizaram-se conceitos de análise de séries temporais aplicadas à previsão, com foco na modelagem ARIMA de Box & Jenkins. Mostrou-se ser possível o ajuste de uma formulação simples e apli-

cação em séries cujas falhas apresentam tamanhos e características distintas.

A intenção deste trabalho foi oferecer uma alternativa às técnicas tradicionais de análise de consistência. A literatura oferece estudos com a mesma problemática, contudo aplicados a séries com escalas diárias e mensais. Diferentemente dessas escalas, entretanto, registros horários possuem como característica a falta de uma sazonalidade bem definida, a forte autocorrelação serial dos registros e a própria volatilidade das séries, tornando sua modelagem desafiadora. Contornando esses obstáculos, os modelos ARIMA produziram resultados satisfatórios.

Considera-se como grande vantagem da metodologia apresentada sua independência com relação a variáveis externas, sejam elas de postos limnimétricos vizinhos ou de outras variáveis hidrológicas (como chuvas, por exemplo). Relevando-se a reduzida rede de monitoramento hidrológica ativa no Brasil, a aplicação de técnicas como a mostrada aqui é bastante atrativa.

AGRADECIMENTOS

OMITIDO POR CONTER REFERÊNCIA AOS AUTORES E ENTIDADES.

REFERÊNCIAS

- ABATZOGLOU, J. T.; REDMOND, K. T.; EDWARDS, L. M. Classification of Regional Climate Variability in the State of California. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 48, n. 8, p. 1527–1541, 2009.
- AKAIKE, H. A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, v. 19, n. 6, p. 716-723, 1974.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. *Diretrizes e análises recomendadas para a consistência de dados fluviométricos*. Brasília: ANA, Superintendência de Gestão da Rede Hidrometeorológica, 2011. Disponível em: http://arquivos.ana.gov.br/infhidrologicas/cadastro/Diretrizes_Analises_Recomendadas_Consistencia_de_Dados_Fluviometricos.pdf. Acesso em: 08 mai. 2013.

- BASU, S.; MECKESHEIMER, M. Automatic outlier detection for time series: an application to sensor data. *Knowledge and Information Systems*, v. 11, n. 2, p. 137-154, 2006.
- BENNIS, S.; BERRADA, F.; KANG, N. Improving single-variable and multivariable techniques for estimating missing hydrological data. *Journal of Hydrology*, v. 191, p. 87-105, 1997.
- BROWN, M. B.; FORSYTHE, A. B. Robust tests for the equality of variances. *Journal of the American Statistical Association*, v. 69, n. 346, p. 364-367, 1974.
- BOX, G. E. P.; JENKINS, G. M.; REINSEL, G. C. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. 3rd. Ed. New Jersey: Prentice Hall, 598 p., 1994.
- DASTORANI, M. T.; MOGHADAMNIA, A.; PIRI, J.; RICO-RAMIREZ, M. Application of ANN and ANFIS models for reconstructing missing flow data. *Environmental monitoring and assessment*, v. 166, n. 1-4, p. 421-34, 2010.
- DINPASHOH, Y.; JHAJHARIA, D.; FAKHERI-FARD, A.; SINGH, V. P.; KAHYA, E. Trends in reference crop evapotranspiration over Iran. *Journal of Hydrology*, v. 399, n. 3-4, p. 422-433, 2011.
- ELSHORBAGY, A. A.; PANU, U. S.; SIMONOVIC, S. P. Group-based estimation of missing hydrological data: II. Application to streamflows. *Hydrological Sciences*, v. 45, n. 6, p. 867-880, 2000.
- ELSHORBAGY, A.; SIMONOVIC, S. P.; PANU, U. S. Estimation of missing streamflow data using principles of chaos theory. *Journal of Hydrology*, v. 255, p. 123-133, 2002.
- HUGHES, D. A.; SMAKHTIN, V. Daily flow time series patching or extension : a spatial interpolation approach based on flow duration curves. *Hydrological Sciences*, v. 41, June, p. 851-872, 1997.
- FIRAT, M.; DIKBAS, F.; KOC, A. C.; GUNGOR, M. Analysis of temperature series: estimation of missing data and homogeneity test. *Meteorological Applications*, v. 19, n. 4, p. 397-406, 2012.
- GONZALEZ, R. C.; WOODS R. E. *Digital Image Processing*. 3rd. Ed. Reading: Addison-Wesley, 1992, 730 p.
- GYAU-BOAKYE, P.; SCHULTZ, G. A. Filling gaps in runoff time series in West Africa. *Hydrological Sciences*, v. 39, n. 6, p. 621-636, 1995.
- IGLEWICZ, B.; HOAGLIN, D. Volume 16: How to Detect and Handle Outliers, In.: *The ASQC Basic References in Quality Control: Statistical Techniques*, MYKYTKA, E. F. (org.), Universidade da Califórnia, 1993, 87p.
- KELMAN, J. Modelos estocásticos no gerenciamento de recursos hídricos. In:_____. *Modelos para Gerenciamento de Recursos Hídricos I*. São Paulo: Nobel/ABRH. 1987, cap. 4.
- KHALIL, M.; PANU, U. S.; LENNOX, W. C. Groups and neural networks based streamflow data infilling procedures. *Journal of Hydrology*, v. 241, p. 153-176, 2001.
- KIM, T.-W.; AHN, H. Spatial rainfall model using a pattern classifier for estimating missing daily rainfall data. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, v. 23, n. 3, p. 367-376, 2008.
- KIM, J.-W.; PACHEPSKY, Y. A. Reconstructing missing daily precipitation data using regression trees and artificial neural networks for SWAT streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, v. 394, n. 3-4, p. 305-314, 2010.
- KUMAMBALA, P. G. . Sustainability of Water Resources Development for Malawi with Particular Emphasis on North and Central Malawi, 2010. 412 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade de Glasgow, Reino Unido. Disponível em: <http://theses.gla.ac.uk/1801/>, Acesso em 15/07/2013.
- LI, W. K.; McLEOD, A. I. Distribution of the residual autocorrelations in multivariate ARMA time series models. *Journal of the Royal Statistical Society, series B*, v. 43, n. 2, 231-239, 1981.
- LILLIEFORS, H. W. On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance unknown. *Journal of the American Statistical Association*. v. 62, p. 399-402, 1967.
- MAKRIDAKIS, S.; WHEELWRIGHT, S. C.; HYNDMAN, R. J. *Forecasting: methods and application*, 3rd Ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 1998, 642 p.
- MWALE, F. D.; ADELOYE, A. J.; RUSTUM, R. Infilling of missing rainfall and streamflow data in the

Shire River basin, Malawi – A self organizing map approach. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, v. 50-52, p. 34–43, 2012.

NASCIMENTO, R. M.; OENING, A. P.; MARCILIO, D. C.; AOKI, A. R.; ROCHA JR., E.; SCHIOCHET, J. Outliers' Detection and Filling Algorithms for Smart Metering Centers. In.: 2012 IEEE Power & Energy Society Transmission and Distribution, 2012, Orlando. *Proceedings...* Orlando: IEEE, 2012.

PAGOTTO, T. C. S.; SOUZA, P. R. de (org.). *Biodiversidade do Complexo Aporé-Sucuriú: subsídios à conservação e ao manejo do Cerrado*. Campo Grande: UFMS, 308 p., 2006. Disponível em: http://www.mma.gov.br/estruturas/chm/_arquivos/Complexo_Apore_Sucuriu.pdf. Acesso em: 16/07/2013.

QUEVEDO, J.; PUIG, V.; CEMBRANO, G.; BLANCH, J.; AGUILAR, J.; SAPORTA, D.; BENITO, G.; HEDO, M.; MOLINA, A. Control Engineering Practice Validation and reconstruction of flow meter data in the Barcelona water distribution network. *Control Engineering Practice*, v. 18, n. 6, p. 640-651, 2010.

SANTOS, I.; FILL, H. D. O. A.; SUGAI, M. R. von B.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. C. *Hidrometria Aplicada*. Curitiba: LACTEC, 2001, 372 p.

SCHWARTZ, G. Estimating the Dimension of a Model. *The Annals of Mathematical Statistics*, v. 6, n. 2, p. 461-464, 1978.

SIMONOVIC, S. P. Synthesizing missing streamflow records on several Manitoba streams using multiple nonlinear standardized correlation analysis. *Hydrological Sciences*, v. 40, n. 2, p. 183-203, 1995.

SOUZA, R. C.; CAMARGO, M. E. *Análise e previsão de séries temporais: os modelos ARIMA*. 2ª Ed. Rio de Janeiro: Ed. Regional, 2004, 187 p.

STARRETT, S. K.; STARRETT, S. K.; HEIERM, T.; SU, Y.; TUAN, D.; BANDURRAGA, M. Filling in missing peakflow data using artificial neural networks. *ARNP Journal of Engineering and Applied Sciences*, v. 5, n. 1, p. 49–55, 2010.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. *Guide to Hydrological Practices*. Vol. I e II, n. 168. Genebra: WMO, 2008, 598 p. Disponível em:

<http://www.whycos.org/hwrp/guide/index.php>. Acesso em: 08 mai. 2013.

YAWSON, D. K.; KONGO, V. M.; KACHROO, R. K. Application of linear and nonlinear techniques in river flow forecasting in the Kilombero River basin, Tanzania. *Hydrological Sciences Journal*, v. 50, n. 5, p. 783–796, 2012.

Completing Hourly River Stage Data Via ARIMA Models

ABSTRACT

The use of hydrological data is vital in any instance of water resources planning and management in a particular area. Together with these data, it is essential to perform a consistency analysis in order to detect errors or flaws in the records. This paper focuses on river stage data, presenting, first, a simple method to detect erroneous data, based on outlier detection techniques. Next ARIMA models and concepts of time series forecasting are applied to complete gaps in the data. Forward-backward predictions with subsequent estimate weighting are used. As a case study, river stage data referring to two monitoring stations installed in the Paraná river basin are considered. The results were very satisfactory, with low MAPEs for the displayed situations. The independence of the presented methodology regarding external data is emphasized, a common procedure in traditional consistency analysis.

Keywords: Consistency analysis. River stage data. ARIMA model. Hourly time scale.

APRESENTAÇÃO DE ARTIGOS

Política Editorial

Os artigos deverão ser escritos em português. Aceitam-se artigos em espanhol e em inglês devendo obrigatoriamente conter o RESUMO e as PALAVRAS-CHAVE em português.

O artigo enviado não deve estar sendo submetido a outra revista ou órgão para publicação e não deve ter sido anteriormente publicado, a não ser em forma de resumo em evento científico. De acordo com o Parágrafo único do Art. 2º do Regimento da RBRH, o escopo da Revista abrange temas relacionados às seguintes áreas de conhecimento: hidráulica, hidrologia, relações entre recursos hídricos e saneamento ambiental, águas urbanas, hidrometeorologia, irrigação, drenagem, gestão qualitativa das águas, hidroeletricidade, limnologia, hidrogeologia, erosão, sedimentação, tecnologias ambientais, economia de recursos hídricos, medições e instrumentação em recursos hídricos.

O artigo deverá ser enviado por meio do sistema via internet no endereço www.abrh.org.br/rbrh, de acordo com as instruções de uso, sendo omitidos os nomes dos autores e o rodapé de identificação dos referidos autores no arquivo anexado. O autor deverá enviar mensagem ao endereço rbrh@abrh.org.br informando a natureza do artigo (científico ou técnico), anexando o comprovante de depósito referente ao pagamento da taxa cobrada por página excedente a 10 laudas e responsabilizando-se pelos demais autores, quando houver, como co-responsáveis pelo conteúdo técnico e científico do artigo, obedecendo ao Artigo 5º da Lei nº 9.610, que trata do Direito Autoral. Os artigos subdivididos em partes I, II, etc., devem ser cadastrados separadamente, porém serão submetidos aos mesmos revisores. Os artigos podem apresentar figuras coloridas (fotografias, gráficos, diagramas, etc.), porém o limite máximo permitido do arquivo completo é de 5 Mb. Arquivos maiores não serão gravados no sistema. Artigos que não seguirem estas normas serão cancelados pelo Editor Chefe da revista e novo cadastro deverá ser realizado pelo autor. O Artigo Científico que os revisores interpretarem com estilo de Artigo Técnico terá o processo encerrado.

Formato do arquivo

O texto deverá ser compatível com o editor Microsoft Word (formato doc). Usuários do Word 2007/2010 não deverão salvar os arquivos no formato docx. As seguintes orientações deverão ser obedecidas:

- Configuração da página:
 - Tamanho do papel: A4 (210x297 mm);

- Colunas: duas colunas iguais com 8,1 cm de largura e espaçamento interno de 0,8 cm;
- Espaçamento entre linhas: simples;
- Figuras ou tabelas que excederem a largura de uma coluna deverão ser inseridas em uma seção no final do artigo ou em arquivo anexo;
- Equações não podem exceder a largura de uma coluna (8,1 cm);
- Numerar as páginas e não usar cabeçalhos, rodapés ou notas de rodapé;
- Fontes:
 - texto e tabelas: fonte Nebraska 10 pontos;
 - títulos de tabelas e figuras: Nebraska, negrito, 9 pontos;
 - demais títulos: Nebraska, negrito, 11 pontos.

- Figuras e Tabelas
 - Largura recomendada para figuras: 8,1 cm (uma coluna da Revista); tamanho máximo: 17 x 12 cm;
 - As linhas usadas nas figuras e gráficos não devem ser muito finas; também os textos e legendas não devem ficar muito pequenos ou muito grandes em relação à figura;
 - Legendas: hachuradas ou em tons de cinza; fotos em preto e branco; os artigos poderão ser impressos em cores se o autor arcar com os custos adicionais de impressão;
 - Procure elaborar tabelas que ocupem apenas uma coluna da Revista ou, no máximo, meia página; as tabelas devem ser criadas no mesmo editor de textos usado para o artigo;
 - As figuras deverão ser enviadas em arquivo separado no formato TIFF, JPEG, PCX, GIF ou BMP, com uma resolução mínima de 300 dpi.

- Equações
 - Sempre que possível preparar caracteres matemáticos e equações usando o *Microsoft Equation 3.0* disponível em todas as versões do Word a partir do Microsoft Office 2003. Usuários do Word 2007/2010 não deverão salvar os arquivos no formato docx e não deverão utilizar o novo editor de equações disponível nas citadas versões.

- Referências
 - Todas as referências devem estar citadas no texto e vice-versa;

- As citações no texto devem estar em letras minúsculas e nas referências, em maiúsculas.

Tramitação e Sistema de avaliação por pares

Os artigos são enviados a dois revisores para avaliação e devem ser inéditos e apresentar contribuição técnica e científica à comunidade.

Os artigos deverão ser submetidos pelo sistema eletrônico de submissão de artigo da RBRH no endereço www.abrh.org.br/rbrh, onde será informado o autor responsável bem como todos os dados de identificação dos autores. Os artigos recebidos seguirão os trâmites estabelecidos pelo Comitê Editorial da Revista.

Taxas

O número máximo de páginas da Revista após a formatação é 10 (dez) incluindo tabelas, figuras, etc. Para artigos com até 10 páginas não será cobrada taxa de submissão. Será cobrada na ocasião da publicação uma taxa de R\$ 150,00 (cento e cinquenta reais) por página excedente, até o limite total de 20 páginas por artigo. A taxa referente a impressão colorida será informada ao autor ao longo do processo de revisão. Os pagamentos referentes às taxas mencionadas deverão ser realizados em depósito na conta bancária da ABRH indicada abaixo e os comprovantes deverão ser escaneados e enviados ao endereço rb-rh@abrh.org.br.

Banco: Banco do Brasil
Agência: 1899-6
Conta: 300.707-3

Artigos

Os artigos podem ser classificados em artigo científico e artigo técnico.

Artigo Científico

Refere-se a relato de pesquisa original, com hipótese bem definida, prestigiando assuntos inovadores. O texto deverá contemplar os itens destacados em letras maiúsculas e em negrito, sem parágrafo e sem numeração, deixando dois espaços (duas vezes ENTER) após o item anterior e um espaço (uma vez ENTER) para iniciar o texto, na ordem a seguir: para artigo em português ou espanhol: título (português ou espanhol), nome dos autores, resumo, palavras-chave; título (inglês), abstract e keywords. Para artigo em inglês: título (inglês), nome dos autores, abstract, keywords; título (português), resumo e palavras-chave. Para garantir a análise cega pelos pares, os

trabalhos submetidos devem ser apresentados sem autores e rodapé.

TÍTULO: Centralizado; deve ser claro e conciso, permitindo pronta identificação do conteúdo do artigo, procurando-se evitar palavras do tipo: análise, estudo e avaliação.

AUTORES: O número de autores deve ser o mínimo possível, considerando-se apenas as pessoas que efetivamente participaram do artigo, e que tenham condições de responder pelo mesmo integralmente ou em partes essenciais. Quando necessário o Conselho Editorial poderá solicitar justificativas para explicar a presença dos autores no trabalho. A identificação dos autores será realizada no artigo encaminhado para avaliação. Os editores retirarão os nomes dos autores antes de enviá-los aos revisores e as informações somente serão inseridas no artigo após a aprovação do trabalho.

RESUMO: O texto deve iniciar-se na segunda linha após o item, ser claro, sucinto e, obrigatoriamente, explicar o(s) objetivo(s) pretendido(s), procurando justificar sua importância (sem incluir referências), os principais procedimentos adotados, os resultados mais expressivos e conclusões, contendo no máximo 12 linhas. Abaixo, na segunda linha após o item, devem aparecer as PALAVRAS-CHAVE (seis no máximo, procurando-se não repetir palavras do título) escritas em letras minúsculas e em negrito. Uma versão completa do RESUMO, para o inglês, deverá apresentar a seguinte disposição: TÍTULO, ABSTRACT e KEYWORDS.

INTRODUÇÃO: Devem ser evitadas divagações, utilizando-se de bibliografia recente (últimos 5 anos e preferencialmente periódicos) e apropriada para formular os problemas abordados e a justificativa da importância do assunto, deixando muito claro o(s) objetivo(s) do artigo.

MATERIAL E MÉTODOS: Dependendo da natureza do trabalho, uma caracterização da área experimental deve ser inserida, tornando claras as condições em que a pesquisa foi realizada. Quando os métodos forem os consagradamente utilizados, apenas a referência bastará; caso contrário, é necessário apresentar descrição dos procedimentos utilizados e adaptações promovidas. Unidades de medidas e símbolos devem seguir o Sistema Internacional.

RESULTADOS E DISCUSSÃO: Figuras, gráficos e fotografias devem ser apresentados com tamanho e detalhes suficientes para a composição final, preferivelmente na mesma posição do texto, podendo ser coloridos. Figuras: podem apresentar partes coloridas, e a legenda na posição inferior. A numeração deve ser sucessiva em algarismos arábicos. Tabelas: evitar tabelas extensas e dados supér-

fluos; agregar em múltiplos de 10^3 ou 10^6 números grandes com muitos algarismos; adequar seus tamanhos ao espaço útil do papel e colocar, na medida do possível, apenas linhas contínuas horizontais; suas legendas devem ser concisas e auto-explicativas, devendo, também, apresentar o título em inglês. Fotografias: podem ser coloridas. Na discussão, confrontar os resultados com os dados obtidos na bibliografia.

CONCLUSÕES: Devem basear-se exclusivamente nos resultados do trabalho. Evitar a repetição dos resultados em listagem subsequente, buscando confrontar o que se obteve, com os objetivos inicialmente estabelecidos. As conclusões devem ser escritas facilitando a interpretação do artigo, sem necessidade de consultar outros itens do mesmo.

AGRADECIMENTO(S): Inserir-lo(s), quando necessário, após as conclusões, de maneira sucinta.

REFERÊNCIAS: Devem ser citadas apenas as essenciais. Incluir apenas as mencionadas no texto e em tabelas, figuras ou ilustrações, aparecendo em ordem alfabética e em letras maiúsculas. Evitar citações de resumos, trabalhos não publicados e comunicação pessoal. Pelo menos 70% das referências devem ser dos últimos 5 anos e 70% de artigos de periódicos. As referências no texto devem aparecer em letras minúsculas, seguidas da data: Silva & Santos (2012), ou ainda (Silva & Santos, 2012); existindo outras referências do(s) mesmo(s) autor(es) no mesmo ano (outras publicações), a mesma será identificada com letras minúsculas (a, b, c) após o ano da publicação: Silva & Santos (2012 a). Quando houver três ou mais autores, no texto será citado apenas o primeiro autor seguido de et al., mas na listagem bibliográfica final os demais nomes também deverão aparecer. Na citação de citação, identifica-se a obra diretamente consultada; o autor e/ou a obra citada nesta é assim indicado: SILVA (2010) citado por Santos (2012). Quaisquer dúvidas, consultar a norma NBR-6023 (ago. 2000) da ABNT. É aconselhável que, antes de redigir o artigo, os autores tomem como base de formatação um artigo publicado no último número da revista.

Artigo Técnico

Deverá apresentar avanços tecnológicos sem apresentação de hipótese. Quando se tratar de estudo de caso, as conclusões devem apresentar proposições. Deve ser redigido em linguagem técnica, de fácil compreensão, sobre assuntos relacionados às áreas de conhecimento da Revista, por autor(es) que demonstre(m) experiência sobre o assunto tratado, permitindo orientação para os diferentes usuários da RBRH. Somente justifica-se a apresentação de artigos que tragam contribuição sobre o assunto e não

simplesmente casos pessoais ou de interesse restrito. Com maior liberdade de estilo do que em artigos científicos, os artigos técnicos devem, na maioria das vezes, conter os seguintes itens: Título, Autor(es), Resumo, Abstract, Palavras-Chave (Keywords), Introdução, Descrição do Assunto, Conclusões e Referências. A identificação dos autores será incluída somente após a aprovação do artigo. A redação dos itens devem seguir as mesmas orientações para Artigos Científicos, com as seguintes particularidades:

No cabeçalho da primeira página deve aparecer a identificação: **ARTIGO TÉCNICO**, em letras maiúsculas, sublinhadas, negritadas, centralizadas e espaçadas de 1,1 cm da margem superior.

INTRODUÇÃO: deve conter breve histórico, esclarecendo a importância, o estágio atual do assunto, apoiando-se em revisão bibliográfica, e deixar claro o objetivo do artigo.

DESCRIÇÃO DO ASSUNTO: com diferentes títulos que podem ser divididos em subitens, deve-se discorrer sobre o assunto, apontando-se as bases teóricas, trazendo experiências e recomendações, discutindo e criticando situações, baseando-se ao máximo em bibliografia e normas técnicas.

CONCLUSÕES: quando couberem, devem ser redigidas de forma clara e concisa, coerentes com o(s) objetivo(s) estabelecido(s). Não devem ser uma simples reapresentação de outros parágrafos do artigo.

