



MARCELO RIBEIRO VIOLA

**SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA CABECEIRA
DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GRANDE
DE CENÁRIOS DE USOS DO SOLO E
MUDANÇAS CLIMÁTICAS A1B**

LAVRAS - MG

2011

MARCELO RIBEIRO VIOLA

**SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA CABECEIRA DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO GRANDE DE CENÁRIOS DE USOS DO
SOLO E MUDANÇAS CLIMÁTICAS A1B**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, para a obtenção do título de Doutor.

Orientador

Dr. Carlos Rogério de Mello

LAVRAS - MG

2011

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da
Biblioteca Central da UFLA**

Viola, Marcelo Ribeiro.

Simulação hidrológica na cabeceira da Bacia Hidrográfica do Rio Grande de cenários de usos do solo e mudanças climáticas A1B / Marcelo Ribeiro Viola. – Lavras : UFLA, 2011.
286 p. : il.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Lavras, 2011.

Orientador: Carlos Rogério de Mello.

Bibliografia.

1. Bacias hidrográficas. 2. Simulação climática. 3. Hidrologia. 4. Gestão de recursos hídricos. 5. Modelo hidrológico. 6. Manejo. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

CDD – 551.482

MARCELO RIBEIRO VIOLA

**SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA CABECEIRA DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO GRANDE DE CENÁRIOS DE USOS DO
SOLO E MUDANÇAS CLIMÁTICAS A1B**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, para a obtenção do título de Doutor.

APROVADA em 14 de dezembro de 2011.

Dr. Antônio Marciano da Silva

UFLA

Dr. Gilberto Coelho

UFLA

Dra. Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi

UFLA

Dra. Sin Chan Chou

CPTEC/INPE

Dr. Carlos Rogério de Mello

Orientador

LAVRAS - MG

2011

A Ana Lúdia, minha esposa, que me incentiva e acompanha em todos os momentos.

Ao meu querido filho, Marcelinho.

A minha avó, Anézia (in memoriam), que me ajudou a seguir os meus passos.

Ao meu saudoso amigo Lamartine da Nóbrega Netto (in memoriam).

DEDICO

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Lavras (UFLA) e ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, pela formação profissional e estrutura física oferecidos durante o período de doutoramento.

Ao Fundo Setorial de Recursos Hídricos (CT-Hidro) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo fomento ao desenvolvimento deste trabalho (Edital 22/2009 CT-Hidro, Processo 556117/2009-3) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), na figura do projeto PPM IV 060/10, pelo suporte financeiro a esta pesquisa.

Ao Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM), ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e ao Departamento de Água e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE-SP), por disponibilizarem séries históricas de precipitação e de vazão da região de cabeceira do rio Grande junto ao Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb) da Agência Nacional de Águas (ANA).

Ao 5º Distrito de Meteorologia (5º DISME) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), por disponibilizar séries históricas climáticas das estações meteorológicas de São Lourenço, Machado e Lavras.

À equipe de pesquisa do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), por cederem os resultados da simulação do clima presente (1961 a 1990) e do cenário climático futuro SRES A1B projetados pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3. Em especial, agradeço ao Dr. Jorge L. Gomes, à Dra. Sin Chan Chou e ao Dr. Jose A. Marengo, pela preparação e envio dos pontos do *downscaling* sobre a região estudada.

À pesquisadora Dra. Silvia de Nazaré Monteiro Yanagi, pela tabulação das séries climáticas simuladas disponibilizadas pelo CPTEC/INPE.

Ao meu orientador, Dr. Carlos Rogério de Mello, pelo exemplo de profissionalismo, constante orientação em todas as etapas de desenvolvimento deste trabalho, pela convivência e amizade.

A todos os professores do Setor de Engenharia de Água e Solo da UFLA e em especial ao Dr. Antônio Marciano da Silva, ao Dr. Gilberto Coelho e ao Dr. Joaquim Paulo da Silva, pelo convívio, amizade e orientação ao longo de minha formação profissional.

Aos funcionários do Laboratório de Hidráulica da UFLA, Osvaldo e José Luiz, pela colaboração no desenvolvimento de algumas etapas deste trabalho.

À Universidade Federal do Tocantins, aos professores do curso de Engenharia Florestal, aos estudantes e técnicos administrativos, pelo apoio para a conclusão deste trabalho.

A minha esposa, Ana Lúcia; meu filho, Marcelinho; meus pais, Nelso e Roseneide; meus sogros, Lamartine e Margarida, e a todos os meus amigos, que me acompanharam ao longo desta etapa. Meus sinceros agradecimentos a Adriano Custódio, Alexandre Pimentel, Ana Luiza, Anselmo, Camila Alvarenga, Brasil, Claudinho, Doni, Fabrício Follador, Fanoel, Gil Júlio, Gruis, Haroldo, Ícaro, Kazu, Lamartine (*in memoriam*), Leandro, Leo, Lidiane, Lucão, Lucas Alves, Marcio Adalberto, Marquinho, Matheus Durães, Milena, Piu, Rafael, Rosangela, Rudá, Sadjo, Samuel, Silvio Tadeu, Wezer, Zaza e a todos aqueles que, de alguma maneira, colaboraram para a conclusão deste trabalho.

MUITO OBRIGADO!

RESUMO

Os impactos de alterações físicas e climáticas sobre a disponibilidade hídrica superficial de bacias hidrográficas representa uma importante preocupação ambiental e que pode ser avaliada por modelos hidrológicos de base física. Este tipo de pesquisa é estratégico, sobretudo em regiões nas quais o desenvolvimento sócio-econômico está alicerçado na exploração dos recursos hídricos superficiais, permitindo a elaboração de estratégias de mitigação dos possíveis impactos projetados. A região estudada abrangeu as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (BRA), Grande (BRG-MD), Sapucaí (BRS) e Verde (BRV), delimitadas a partir das seções de controle de Fazenda Laranjeiras, Madre de Deus, Careçu e Três Corações, respectivamente, localizadas ao sul do estado de Minas Gerais, na região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande, que é o principal tributário do rio Paraná. A produção de água nestas bacias, associada aos grandes reservatórios de usinas hidrelétricas localizados no rio Grande, exerce efeito de regularização de vazões na bacia do rio Paraná, na qual está instalado o maior potencial hidrelétrico brasileiro, com destaque para as usinas hidrelétricas de Itaipu e Furnas. O uso agrícola do solo na região vem passando por intensas alterações. Ao sul, na serra da Mantiqueira, a fronteira agrícola está se expandindo sobre os remanescentes florestais, visando, principalmente, a abertura de pastagens para a condução de rebanho bovino sob a forma extensiva. Na média e baixa bacia, o eucalipto está sendo implantado em larga escala, basicamente como resposta à rápida expansão do mercado de celulose no Brasil. Tais intervenções podem modificar substancialmente o ciclo hidrológico. Suas consequências sobre a disponibilidade hídrica precisam ser avaliadas com critério científico, com o objetivo de gerar subsídios técnicos direcionadores que tornem possível a abordagem conjunta da gestão do uso do solo e dos recursos hídricos. Entretanto, outro fator que poderá afetar adversamente os recursos hídricos superficiais na região, e que também precisa ser adequadamente avaliado, refere-se a possíveis mudanças climáticas projetadas por modelos de simulação climática para o século XXI, tendo em vista que as projeções evidenciam que poderão ocorrer severas variações nas taxas de evapotranspiração e de precipitação. Nesse contexto, objetivou-se aplicar e avaliar o ciclo hidrológico simulado pelo modelo *Lavras Simulation of Hydrology* (LASH) e simular os possíveis impactos hidrológicos associados a cenários tendenciais de alteração no uso do solo e de variações climáticas projetadas pelo modelo climático regional Eta-CPTEC acoplado ao Modelo de Circulação Global (MCG) HadCM3, para o cenário climático SRES A1B durante o século XXI. O modelo LASH apresentou bom desempenho nas fases de calibração e de validação, com coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS}) superior a 0,70. A variabilidade intra-anual

do regime hidrológico observado na região, que sofre efeito de uma estação chuvosa que atinge o auge no verão e de uma estação seca durante o inverno, foi adequadamente reproduzida, com destaque para a alta qualidade das estimativas dos escoamentos superficial direto, subsuperficial e subterrâneo, e das vazões mínimas e máximas extraídas da curva de permanência. Ainda, os componentes do ciclo hidrológico simulado, particularmente a evapotranspiração e o armazenamento atual de água no solo, mostraram resultados condizentes com a realidade física da bacia, atestando definitivamente a qualidade do modelo LASH para a estimativa dos impactos de alterações no uso do solo e de mudanças climáticas sobre a disponibilidade hídrica superficial nas bacias de cabeceira do rio Grande. A simulação de cinco cenários tendenciais de uso do solo projetados para a região mostrou que os recursos hídricos superficiais poderão sofrer sérias consequências. Para os cenários C₁ e C₂, que abordaram o reflorestamento pela cultura do eucalipto de 20% e 50% da área atual de pastagem, respectivamente, o impacto hidrológico estimado foi de redução do escoamento de -51,65 mm ano⁻¹ e -110,29 mm ano⁻¹, respectivamente. No cenário C₃, que avaliou o reflorestamento por eucalipto em 100% da área atual de pastagem apenas nas sub-bacias em que essa tendência é pronunciada, a estimativa foi de -59,48 mm ano⁻¹. Para os cenários C₄ e C₅, que avaliaram o desmatamento de 30% e 70% dos fragmentos florestais na serra da Mantiqueira para a abertura de pastagens, a resposta hidrológica simulada foi de aumento do escoamento, de 57,63 mm ano⁻¹ e 156,78 mm ano⁻¹, respectivamente. A simulação das possíveis variações climáticas na região de cabeceira do rio Grande no cenário SRES A1B, projetado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC acoplado ao HadCM3, no século XXI, foi subdividida em três períodos: 2011 a 2040, 2041 a 2070 e de 2071 a 2098. Os resultados evidenciaram que poderá ocorrer aumento gradual da precipitação e da evapotranspiração ao longo do século XXI, com os valores críticos tendo sido obtidos para o último período analisado. Nesta condição, foi simulado que poderá ocorrer redução do escoamento, entre 2011 e 2040, de -3,42 mm ano⁻¹, -6,29 mm ano⁻¹, -9,79 mm ano⁻¹, -29,85 mm ano⁻¹, para os rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente. Contudo, para os dois próximos períodos, a simulação obteve forte incremento do escoamento, sobretudo entre 2071 e 2098, no qual a ampliação do deflúvio médio anual foi de 166,12 mm ano⁻¹, 106,14 mm ano⁻¹, 157,86 mm ano⁻¹ e 151,17 mm ano⁻¹, para os rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente. O comportamento diferenciado simulado para o escoamento ao longo do século XXI pode ser explicado pelo balanço hídrico vertical projetado pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3. Segundo este balanço, entre 2011 e 2040 poderá haver redução nos valores de excedência hídrica, em comparação ao período controle (1961 a 1990), enquanto para meados e o final do século, as projeções são de gradativo aumento do excedente hídrico.

Palavras-chave: Simulação hidrológica. Alterações no uso do solo. Mudanças climáticas. Bacia hidrográfica do rio Grande. Gestão de recursos hídricos.

ABSTRACT

The impacts from physical and climatic changes on the water availability in basins represent an important environmental concern which can be evaluated based on physical hydrologic models. This kind of scientific investigation is strategic, especially, in regions whose social and economic development is associated with water resources exploration. This way, it's possible to scheme strategies for mitigation of these possible impacts. Aiuruoca (AB), Grande (GB-MD), Sapucaí (SB) and Verde (VB) basins are located in Southern Minas Gerais State, on Headwaters of Grande River Basin. Water yield from these basins is responsible for feeding the hydropower plant reservoirs located on the Grande River. These reservoirs are responsible for discharge regularization in Paraná River Basin in which are installed the greatest Brazilian hydropower plants facilities, highlighting Furnas and Itaipu. The land use in Southern Minas Gerais state has been intensively changed. In south of Headwaters of Grande River basin, in Mantiqueira Range, native forests (Atlantic Forest remnants) have been replaced by extensive pasture whose it is destined to livestock activity. In middle and low regions of basins, the eucalyptus plantation is being cultivated in large scale as response to cellulose demand in Brazil. Both changes can alter substantially the water balance. Their consequences on water availability need to be evaluated on the basis of scientific point of view, purposing to generate technical support for integrated management approach of soil and water resources. However, another aspect that can be adversely affects the water resources in the region and need to be adequately evaluated are the impacts from climatic changes simulated for the XXI century. Great part of results from climatic simulation is toward of increase on both evapotranspiration and precipitation rates. On this context, the purposes of this dissertation were to apply and to evaluate the hydrologic cycle simulated by LASH model (an acronym for *Lavras Simulation of Hydrology Model*) and to simulate the possible impacts from land use trend scenarios and climatic change on hydrology of the Headwaters of Grande River Basin, in south of Minas Gerais state, Brazil. SRES A1B climatic change scenario was simulated, for XXI century, by HadCM3 GCM model which was coupled to the ETA/CPTEC downscaling model, for Aiuruoca, Grande, Sapucaí and Verde basins which define geographically the region. LASH model presented good performance for both calibration and validation processes, with Nash-Sutcliffe (C_{NS}) greater than 0.70. Intra-annual variability of hydrological regime observed in region which is characterized by summer rainy and winter dry seasons, was adequately simulated by LASH model, highlighting the high quality on surface runoff, sub-surface runoff and base flow estimates as well as on minimum and maximum discharges extracted from permanent discharges curves. Yet, the

simulation of hydrologic cycle components, mainly evapotranspiration and soil water storage, has demonstrated results compatible with basins physical features, proving the quality of LASH model. This way, we can conclude that the model is able to simulate adequately the hydrologic impacts from land use and climatic changes on Headwaters of Grande River Basin. Land use trend scenarios can impact seriously the hydrology of region. It was verified that the scenarios in which Eucalyptus plantation instead of 20% and 50% of the pasture areas can reduce the annual discharge, respectively, of $-51.65 \text{ mm year}^{-1}$ and $-110.29 \text{ mm year}^{-1}$. On scenario in which Eucalyptus plantation instead of 100% of the pasture areas but only at sub-basins that trend is more highlighted, the reduction was estimated of $-59.48 \text{ mm year}^{-1}$. For scenarios in which deforestation were considered about 30% and 70% of forest remnants in Mantiqueira Range being replaced by pasture, the simulated hydrologic impact was characterized of increase on annual discharge of 57.63 mm and 156.78 mm, respectively. Three time slices were considered for climatic change associated to SRES A1B simulated by ETA/CPTEC-HadCM3 throughout of XXI century: 2011-2040; 2041-2070 and 2071-2098. The control period considered for calibration and validation was 1961-1990. The results shown the possible increase on evapotranspiration and precipitation over the course of XXI century, with critical values found for the final of the century. In terms of hydrology impacts, it was simulated decreasing of $-3.42 \text{ mm year}^{-1}$, $-6.29 \text{ mm year}^{-1}$, $-9.79 \text{ mm year}^{-1}$ and $-29.85 \text{ mm year}^{-1}$ for time slice of 2011-2040, respectively, for Aiuruoca, Grande, Sapucaí and Verde Basins. However, for two subsequence time slices (2041-2070 and 2071-2098), it was simulated an intensive increase on discharges, especially, between 2071 and 2098. For this time slice, it was simulated increase of $166.12 \text{ mm year}^{-1}$, $106.14 \text{ mm year}^{-1}$, $157.86 \text{ mm year}^{-1}$ and $151.17 \text{ mm year}^{-1}$, respectively, for Aiuruoca, Grande, Sapucaí and Verde basins. This behavior of discharges on the final of XXI century can be explained by significant increase on the difference between precipitation and evapotranspiration in relation to the control period while for the intermediate time slices this difference occurs gradually.

Keywords: Hydrology simulation. Land use change. Climate change. Grande river basin. Water resources management.

LISTA DE SIGLAS

BRA	Bacia hidrográfica do rio Aiuruoca delimitada a partir do posto fluviométrico de Fazenda Laranjeiras
BRG-MD	Bacia hidrográfica do rio Grande delimitada a partir do posto fluviométrico de Madre de Deus de Minas
BRS	Bacia hidrográfica do rio Sapucaí delimitada a partir do posto fluviométrico de Careaçú
BRV	Bacia hidrográfica do rio Verde delimitada a partir do posto fluviométrico de Três Corações
LASH	Lavras Simulation of Hydrology
MCG	Modelo Climático de Circulação Global
Eta-CPTEC	Modelo climático regional Eta modificado pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
HadCM3	Hadley Centre Global Coupled-Ocean Model
SRES	Relatório Especial Sobre Cenários de Emissão
A1B	Cenário climático A1B
SIG	Sistema de Informações Geográficas
IPCC	Painel Intergovernamental Sobre Mudanças Climáticas
ANA	Agência Nacional de Águas
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IGAM	Instituto Mineiro de Gestão das Águas
UHE	Usina hidrelétrica
MDE	Modelo digital de elevação
UPGRH	Unidade de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos
HidroWeb	Sistema de Informações Hidrológicas
CN-SCS	Método da Curva-Número do Serviço de Conservação de Solos do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos

LISTA DE SIMBOLOS

C_{NS}	Coefficiente de Nash-Sutcliffe
$Q_{95\%}$	Vazão com permanência de 95%
A_m	Capacidade máxima de armazenamento de água no solo
θ_{PMP}	Umidade ao ponto de murcha permanente
θ_s	Umidade de saturação
D_B	Lâmina de escoamento subterrâneo
D_{SS}	Lâmina de escoamento subsuperficial
D_{SUP}	Lâmina de escoamento superficial direto
A_t	Armazenamento atual de água no solo
A_{t+1}	Armazenamento de água no solo no tempo t+1
P	Precipitação
ET	Evapotranspiração
Δt	Intervalo de tempo ou passo de simulação
I_{max}	Capacidade máxima do reservatório de interceptação
α	Coefficiente de interceptação
I_a	Abstração inicial
S	Potencial de armazenamento de água no solo
M	Fator de correção do CN-SCS proposto por Mishra et al. (2003)
P_5	Precipitação acumulada dos últimos 5 dias
λ	Coefficiente de abstração inicial
θ_0	Umidade atual do solo
h	Profundidade de controle no balanço hídrico
K_{SS}	Condutividade hidráulica do reservatório subsuperficial
m	Índice de porosidade do solo
A_{cc}	Armazenamento mínimo a partir do qual ocorre escoamento subsuperficial

K_B	Condutividade hidráulica saturada no reservatório subterrâneo
A_c	Armazenamento mínimo a partir do qual ocorre escoamento subterrâneo
λ_l	Calor latente de vaporização
Δ	Taxa de variação da pressão de saturação de vapor
R_L	Radiação líquida
G	Fluxo de energia para o solo
ρ_A	Massa específica do ar
ρ_w	Massa específica da água
c_p	Calor específico do ar úmido
e_s	Pressão de saturação de vapor d'água
e_d	Pressão de vapor de água
γ	Constante psicrométrica
r_s	Resistência superficial
r_a	Resistência aerodinâmica
fc	Fator de conversão de unidades da equação de Penman-Monteith
K_S	Coefficiente de umidade do solo
A_L	Armazenamento limite a partir do qual ocorre decréscimo da evapotranspiração
A_{pmp}	Armazenamento do solo no ponto de murcha permanente
Q_{SUP}	Vazão de saída do reservatório superficial direto
Q_{SS}	Vazão de saída do reservatório subsuperficial
Q_B	Vazão de saída do reservatório subterrâneo
$A_{sub-bacia}$	Área de drenagem da sub-bacia
V_{SUP}	Volume do reservatório superficial direto
V_{SS}	Volume do reservatório subsuperficial
V_B	Volume do reservatório subterrâneo
T_C	Tempo de concentração
T_B	Tempo de recessão do hidrograma observado

C_{SUP}	Parâmetro de calibração da propagação do reservatório superficial direto
C_{SS}	Parâmetro de calibração da propagação do reservatório subsuperficial
Q_S	Vazão de saída do trecho de propagação nos intervalos de tempo atual (t) e anterior (t-1)
Q_e	Vazão de entrada no trecho nos intervalos de tempo atual (t) e anterior (t-1)
C_1, C_2 e C_3	Constantes de propagação do modelo Muskingun-Cunge Linear
C_{NS}	Coefficiente de Nash-Sutcliffe
$\log(C_{NS})$	Versão logarítmica do coeficiente de Nash-Sutcliffe
R^2	Coefficiente de determinação
Δ_V	Relação entre volumes observados e calculados
D	Desvio entre vazões observadas e simuladas
Q_{OBS}	Vazão observada
Q_{CALC}	Vazão calculada
C_i	Cenário i de alteração no uso do solo
h_{veg}	Altura média da vegetação

SUMÁRIO

	CAPÍTULO 1	18
1	INTRODUÇÃO GERAL	18
2	REFERENCIAL TEÓRICO	22
2.1	Simulação hidrológica	22
2.1.1	Definições	22
2.1.2	Classificação de modelos hidrológicos	24
2.1.3	Aplicação de modelos hidrológicos	25
2.2	Impactos de alterações no uso do solo sobre o regime hidrológico	27
2.2.1	Resultados experimentais	29
2.2.2	Simulação hidrológica	31
2.3	Mudanças climáticas	33
2.3.1	Principais gases de efeito estufa	34
2.3.2	Cenários futuros	37
2.3.2	Simulação dos possíveis impactos hidrológicos decorrentes de mudanças climáticas	39
3	CONSIDERAÇÕES GERAIS	44
	REFERÊNCIAS	45
	CAPÍTULO 2 Aplicabilidade do modelo LASH (<i>Lavras Simulation of Hydrology</i>) para simulação hidrológica na cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande, sul de Minas Gerais	52
1	INTRODUÇÃO	55
2	MATERIAL E MÉTODOS	58
2.1	Contextualização fisiográfica da região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande, sul de Minas Gerais	58
2.2	Mapas base e dados obtidos na literatura	62
2.3	Base de dados hidroclimatológicos para o modelo LASH	70
2.4	O modelo hidrológico LASH	76
2.5	Calibração, validação e análise de sensibilidade	84
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	89
3.1	Análise da acurácia do modelo LASH para a região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande	89
3.2	Análise da sensibilidade do modelo a variações nos parâmetros	100
3.3	Análise do comportamento do ciclo hidrológico simulado pelo modelo LASH	109
3.4	Análises complementares dos processos hidrológicos	125

4	CONCLUSÕES	130
	REFERÊNCIAS	132
	CAPÍTULO 3 Simulação dos impactos do uso do solo no comportamento dos recursos hídricos superficiais na cabeceira da bacia do rio Grande, sul de Minas Gerais	138
1	INTRODUÇÃO	141
2	MATERIAL E MÉTODOS	145
2.1	Bacias hidrográficas e base de dados	145
2.2	Modelo hidrológico LASH	146
2.3	Cenários de mudanças no uso do solo	148
2.4	Simulação dos impactos hidrológicos devidos a alterações no uso do solo	152
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	154
3.1	Análise da sensibilidade do modelo LASH a variações nos parâmetros que representam a vegetação	154
3.2	Simulação dos impactos hidrológicos decorrentes de alterações no uso do solo na região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande	162
3.2.1	Análise do escoamento simulado	162
3.2.2	Impactos sobre as vazões médias, mínimas e máximas	174
3.2.3	Alterações dos componentes do escoamento simulado	179
4	CONCLUSÕES	189
	REFERÊNCIAS	190
	CAPÍTULO 4 Simulação de impactos de possíveis mudanças climáticas no comportamento dos recursos hídricos superficiais na cabeceira da bacia do rio Grande, sul de Minas Gerais	195
1	INTRODUÇÃO	198
2	MATERIAL E MÉTODOS	202
2.1	Modelo hidrológico LASH	202
2.2	Região de estudo e banco de dados	203
2.3	Simulação climática	204
2.3.1	Cenário futuro de mudanças climáticas A1B	206
2.3.2	Modelo de Circulação Global (MCG) e modelo de regionalização (“downscaling”) aplicados	208
2.4	Análise de tendência das séries históricas simuladas	210
2.5	Validação do escoamento simulado pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3	211
2.6	Simulação dos possíveis efeitos de mudanças climáticas sobre os recursos hídricos superficiais	212
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	214

3.1	Simulação climática	214
3.1.1	Análise de tendência	214
3.1.2	Variáveis climáticas de entrada no modelo LASH	215
3.2	Simulação hidrológica na cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande, considerando o cenário de mudança climática A1B	227
3.2.1	Validação do escoamento simulado pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3	227
3.2.2	Avaliação dos possíveis impactos do cenário SRES A1B sobre o comportamento hidrológico da região de cabeceira do Rio Grande, durante o século XXI	233
3.2.2.1	Análise do escoamento simulado	233
3.2.2.2	Componentes do escoamento simulado	248
4	CONCLUSÕES	267
	REFERÊNCIAS	269
	ANEXOS	275

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO GERAL

A variabilidade do regime hidrológico é uma das principais características dos ecossistemas tropicais, afetando vários aspectos práticos de manejo dos recursos naturais. Entender essa dinâmica e modelá-la sob o ponto de vista físico constituem importantes demandas da ciência ambiental, nos dias atuais. Esse tipo de investigação científica é altamente aceita, em especial quando Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) e técnicas de sensoriamento remoto são aplicados para espacializar as variáveis de entrada do modelo, consistindo no estado da arte do conhecimento na área de climatologia associada aos recursos hídricos (GREEN et al., 2006; MARIK; WAYLEN, 2006; STACKELBERG et al., 2007).

O Brasil é um país considerado úmido na maior parte de seu território, com grandes rios, cuja importância está fortemente associada à geração de energia elétrica, uma vez que sua matriz hidráulica é responsável por cerca de 90% da energia consumida (NÓBREGA et al., 2011). Percebe-se, portanto, que o entendimento e a capacidade de previsão do regime hidrológico das bacias hidrográficas são altamente relevantes para o planejamento energético.

Encontra-se instalado na bacia hidrográfica do rio Paraná um complexo de usinas hidrelétricas de grande importância energética para o Brasil. As bacias hidrográficas em estudo estão localizadas na região de cabeceira de um de seus principais tributários, o rio Grande, e drenam para os reservatórios de Camargos e Furnas. Este último, entre outras funções, regulariza as vazões na bacia do rio Grande, com reflexos diretos nos deflúvios superficiais da bacia do rio Paraná. Nesse tocante, toda e qualquer alteração no uso do solo ou mudança climática que afetar a cabeceira da bacia poderá refletir em impactos não somente em

termos locais, mas em todo o complexo de geração hidrelétrica instalado nesse sistema fluvial.

O uso do solo nas bacias hidrográficas em estudo é marcado pela atividade pecuária, na qual prevalecem os sistemas de criação extensivo e semi-intensivo, e também pela atividade agrícola, caracterizada pelo cultivo de culturas anuais, especialmente o milho, e perenes, com destaque para a cafeicultura. Entretanto, ao sul, na serra da Mantiqueira, a paisagem é distinta, com presença de floresta ombrófila e agricultura familiar. Recentemente, frente à crescente demanda do mercado por matérias-primas para a indústria moveleira, construção civil, produção de carvão e celulose, entre outros, tem sido observada rápida expansão da silvicultura na região. Concomitante a essa frente, a expansão da fronteira agrícola nas proximidades da serra da Mantiqueira revela-se como uma pressão secundária. Tais alterações no uso do solo vêm modificando consideravelmente a paisagem na região sul de Minas Gerais e os seus impactos hidrológicos precisam ser avaliados com critério científico.

Além dos impactos antrópicos no uso do solo na região, os efeitos de mudanças climáticas nas macrocondições climáticas do sul de Minas Gerais precisam ser considerados e avaliados. De acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), um dos pontos que precisam ser avaliados com critério científico no Brasil refere-se aos impactos hidrológicos decorrentes de mudanças climáticas, visto que são projetadas alterações nos regimes térmico e pluvial, com consequências diretas sobre o ciclo hidrológico e, conseqüentemente, na capacidade de produção de água das bacias.

Visando à modelagem do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas, são calibrados e aplicados modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão. A simulação hidrológica representa uma importante ferramenta no contexto de gestão dos recursos hídricos, especialmente para a determinação de

vazões de outorga e avaliação dos impactos nos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica, frente a pressões tais como alterações no uso do solo e mudanças climáticas. O modelo hidrológico *Lavras Simulation of Hydrology* (LASH), originalmente elaborado por Mello et al. (2008) e Viola (2008) e aperfeiçoado por Beskow (2009), Beskow et al. (2011) e Beskow, Mello e Norton (2011), tem sido aplicado a diferentes bacias hidrográficas da região sul de Minas Gerais, tendo sido obtidos bons resultados, no tocante à sua acurácia na simulação dos processos que envolvem o ciclo hidrológico.

Diante do exposto, este estudo foi realizado com os objetivos de: (i) calibrar e validar o modelo hidrológico LASH, distribuído por sub-bacias hidrográficas, para a simulação dos recursos hídricos superficiais nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (BRA), Grande (BRG-MD), Sapucaí (BRS) e Verde (BRV), delimitadas a partir das seções de controle de Fazenda Laranjeiras, Madre de Deus, Careçu e Três Corações, respectivamente; (ii) avaliar os processos físicos do ciclo hidrológico simulados pelo modelo LASH; (iii) simular os impactos hidrológicos decorrentes dos cenários tendenciais de uso do solo na região; (iv) avaliar a capacidade do modelo regional Eta-CPTEC/HadCM3 em reproduzir o escoamento do clima presente (1961 a 1990) acoplado ao modelo hidrológico LASH e (v) simular as alterações nos recursos hídricos superficiais nas bacias hidrográficas de cabeceira do rio Grande associadas ao cenário A1B de emissões futuras de gases de efeito estufa projetado pelo IPCC, entre 2011 e 2098.

No capítulo 1 apresenta-se uma revisão de literatura sobre os principais tópicos que tangem ao estudo. No capítulo 2 descrevem-se, em detalhes, o modelo hidrológico, as bacias hidrográficas estudadas, os resultados da calibração e validação do modelo LASH e a investigação do ciclo hidrológico simulado. A simulação dos impactos hidrológicos decorrentes dos cinco cenários tendenciais de uso do solo projetados está no capítulo 3. Por fim, no

capítulo 4 consta a avaliação da simulação do clima atual pelo modelo regional Eta-CPTEC/HadCM3 e dos possíveis impactos hidrológicos devido ao cenário climático futuro A1B.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Simulação hidrológica

2.1.1 Definições

O entendimento das complexas inter-relações associadas aos fenômenos naturais que envolvem o ciclo hidrológico possibilitou o desenvolvimento de modelos matemáticos que descrevem a dinâmica da água em ecossistemas naturais. Conceitualmente, um modelo hidrológico chuva-vazão pode ser entendido como uma representação dos fenômenos associados ao ciclo hidrológico nas bacias hidrográficas, simulando suas respostas como função de suas características geomorfológicas e em resposta a forçantes climáticas.

Historicamente, o desenvolvimento de modelos hidrológicos foi iniciado entre as décadas de 1950 e 1960, com destaque para o Stanford Watershed Model (CRAWFORD; LINSLEY, 1966). Com o amplo desenvolvimento da ciência hidrológica observado nas décadas subsequentes e alicerçado nos avanços computacionais, especialmente nos Sistemas de Informações Geográficas (SIG) e técnicas de sensoriamento remoto, os modelos hidrológicos foram aperfeiçoados, aproximando-se da realidade física dos fenômenos simulados (VIOLA, 2008).

Para a aplicação de modelos hidrológicos são necessárias séries históricas de variáveis hidrometeorológicas para a sua calibração e validação. No Brasil, para bacias hidrográficas de grande porte, esse tipo de informação pode ser obtido junto a órgãos públicos que realizam esse tipo de monitoramento, com destaque para a Agência Nacional de Águas (ANA) e o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), em âmbito nacional e para o Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM), no estado de Minas Gerais. No

entanto, para a caracterização da bacia hidrográfica como sistema físico, torna-se necessária a sua parametrização, especialmente em termos de solos, relevo e vegetação. Visando atingir esse objetivo em grande escala, são utilizadas técnicas de sensoriamento remoto. De acordo com Lillesand e Kiefer (1994), essas técnicas permitem levantar informações sobre um objeto, área ou fenômeno, por meio da análise de dados obtidos por um sensor que não esteja em contato com o objeto, com a área ou com o fenômeno em investigação. Essa tecnologia associada aos SIGs possibilita o desenvolvimento de modelos que consideram a distribuição espacial dos parâmetros gerando informações de saída, como fluxos subterrâneos e de superfície, umidade do solo, dentre outros, com representação espacial mais detalhada (TROCH; PANICONI; MCLAUGHLIN, 2003).

A designação SIG refere-se a sistemas que realizam tratamento computacional de dados geográficos, armazenando a geometria e os atributos dos dados georreferenciados, isto é, localizados na superfície terrestre em uma projeção cartográfica (CÂMARA; MEDEIROS, 1998). De acordo com Christofolletti (1999), o desenvolvimento do SIG foi fortemente influenciado pela dificuldade de manipulação de dados em grande escala, o que levou ao desenvolvimento de sistemas capazes de observar, modelar, avaliar e simular o comportamento de variáveis ambientais, permitindo apresentar os resultados na forma de mapas.

Atualmente, a busca por melhorias no processo de modelagem tem conduzido à associação entre SIGs e modelos hidrológicos que utilizam técnicas de geoprocessamento para a representação física da bacia em subelementos, dentre os quais podem-se destacar HEC-GeoHMS (UNITED STATES ARMY CORPS OF ENGINEERS - USACE, 2003), AGNPS (BINGNER; THEURER, 2001), BASINS (LAHLOU et al., 1998), Kineros2 (WOOLHISER; SMITH; GOODRICH, 1990), MGB-IPH (COLLISCHONN, 2001), SWAT (ARNOLD et

al., 1998) e LASH (MELLO et al., 2008), dentre outros. Essa abordagem tem sido bastante explorada e consiste no estado da arte do conhecimento na área de engenharia de água e solo e recursos hídricos (BESKOW et al., 2011; GREEN et al., 2006; MARIK; WAYLEN, 2006; STACKELBERG et al., 2007).

2.1.2 Classificação de modelos hidrológicos

As classificações aplicadas a modelos hidrológicos abrangem distintos aspectos, associados à sua estrutura, objetivos, discretização do tempo e espaço, dentre outros. Os fenômenos naturais associados ao ciclo hidrológico variam continuamente no tempo e no espaço, porém, sua representação por modelos matemáticos implica em algum grau de discretização (RENNÓ, 2003). As variáveis de entrada, obtidas por monitoramento climatológico, geralmente são registradas em intervalos de tempo pré-definidos, o que implica na aceitação de uma variação média no intervalo (MAIDMENT, 1993). A discretização temporal, ou passo do modelo, está diretamente relacionada à acurácia desejada e à disponibilidade de informações.

A discretização espacial, por sua vez, refere-se à unidade territorial na qual as variáveis serão consideradas homogêneas, podendo ser concentrada ou distribuída. Nos modelos concentrados, os parâmetros e as variáveis de entrada assumem valores médios para a bacia hidrográfica, limitando a representação da variabilidade espacial, dada sua natural heterogeneidade (HARTMANN; BALES; SOROOSHIAN, 1999). Os modelos distribuídos proporcionam melhor descrição da variabilidade espacial dos fatores envolvidos, visto que a bacia hidrográfica é subdividida em sub-bacias (modelo semidistribuído) ou em um grid de células regulares hidrológicamente homogêneas (COLLISCHONN, 2001).

Os modelos hidrológicos podem ser classificados em empírico, físico ou semiconceitual, dependendo de sua formulação. Em modelos empíricos, o ajuste dos dados simulados aos observados é frequentemente realizado por funções estatísticas que não levam em conta os processos físicos envolvidos, enquanto nos modelos físicos são empregadas equações diferenciais na descrição dos processos, utilizando parâmetros determinados com base física. Nos modelos semiconceituais, embora sejam aplicadas formulações que visem à descrição física dos processos, são empregados parâmetros calibráveis, o que, de certa forma, mantém o empirismo presente, dadas as incertezas associadas aos mesmos.

Os modelos hidrológicos também podem ser classificados quanto à consideração de conceitos de probabilidade em sua formulação. Quando a probabilidade de ocorrência de uma variável é considerada, o modelo é dito estocástico; caso contrário, determinístico. Quanto aos objetivos da simulação, eles classificam-se em: modelos de comportamento, os quais visam simular o comportamento do sistema; modelos de otimização, que objetivam solucionar problemas com base em critérios de otimização e modelos de planejamento, frequentemente empregados na gestão de recursos hídricos, com ampla abrangência, visando, inclusive, questões sócio-econômicas e ambientais.

2.1.3 Aplicação de modelos hidrológicos

A modelagem hidrológica de sistemas naturais é amplamente difundida visando atingir múltiplos objetivos no tocante ao gerenciamento de recursos hídricos, tais como simulação dos impactos hidrológicos resultantes de projeções climáticas e de uso do solo, extensão de séries históricas de vazão e previsão de enchentes, dentre outros.

A primeira etapa da aplicação de um modelo hidrológico envolve o ajuste dos parâmetros calibráveis a realidade física da bacia hidrográfica em estudo e é chamada de calibração. De acordo com Collischonn (2001), a calibração é um problema de infinitas soluções igualmente possíveis, já que existem mais equações do que incógnitas, devendo ser respeitada a faixa de variação física inerente a cada parâmetro.

De maneira geral, a calibração pode ser por tentativa e erro ou por métodos automáticos. No primeiro, são testados diferentes conjuntos de parâmetros em busca de uma combinação que possibilite a melhor representação do fenômeno natural e, assim, a eficácia é dependente da experiência do técnico. Por outro lado, na segunda metodologia, são empregados métodos matemáticos de otimização, sendo o mais frequente a minimização de uma função objetivo que mede o desvio entre as séries de vazão observada e simulada (TUCCI; SANCHEZ; LOPES, 1981). Entende-se por função objetivo a representação matemática dos desvios. O método consiste de um algoritmo que calcula diversas combinações de parâmetros, comparando-se os valores calculados até que o valor ótimo da função seja atingido. Magalhães (2005) destaca o fato de que, devido ao ajuste ser meramente matemático, deve-se atentar para o uso de parâmetros com valores fora de sua faixa de variação física.

Para validar um modelo hidrológico previamente calibrado, Klemes (1986) relata que devem ser aplicados testes condizentes com as aplicações pretendidas, tendo sua adequabilidade avaliada por coeficientes estatísticos. Em estudos recentes, abordando os impactos hidrológicos associados a cenários de mudanças climáticas e de alterações no uso do solo, tem sido avaliada a destreza da simulação pelo *split sample test* (verificação) (COLLISCHONN, 2001; MELLO et al., 2008; VIOLA, 2008; VIOLA et al., 2009). Os principais coeficientes estatísticos (funções objetivo) utilizados na avaliação do desempenho dos modelos hidrológicos nos testes são: coeficiente de Nash-

Sutcliffe (C_{NS}) (NASH; SUTCLIFFE, 1970), coeficiente de determinação (R^2) (LEGATES; MCCABE, 1999) e relação entre volumes medidos e calculados (Δ_v) (COLLISCHONN, 2001).

2.2 Impactos de alterações no uso do solo sobre o regime hidrológico

A resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica ocorre, fundamentalmente, como resultado da complexa interação que envolve vegetação, solo, relevo e clima, e que é dependente da escala espacial na qual o comportamento hidrológico é observado (SILVA JÚNIOR et al., 2003; VIOLA, 2008).

De acordo com Bruijnzeel (1988), alterações no deflúvio de uma bacia hidrográfica após a substituição da cobertura vegetal, são causadas, basicamente, por mudanças na capacidade de infiltração de água no solo, evapotranspiração, interceptação e na profundidade do sistema radicular, visto que esta última define o reservatório de água disponível para a evapotranspiração e, normalmente, é a referência para o balanço hídrico no modelo.

O escoamento tende a sofrer variações significativas com a alteração da cobertura vegetal. De acordo com Bruijnzeel (1996), após o desmatamento de florestas ocorre aumento da vazão média, em magnitudes que irão depender do tipo de vegetação implantada e das técnicas de manejo utilizadas. Em coberturas vegetais florestais podem ser notadas características que tendem a maximizar o fluxo vertical de água, com destaque para: a) albedo reduzido, o que resulta em maior energia líquida disponibilizada para evapotranspiração; b) sistema radicular profundo, indicando maior capacidade de retirada de água do solo e c) elevado índice de área foliar, proporcionando maiores taxas de interceptação. Dessa maneira, quando ocorre a substituição de florestas por vegetação rasteira

ou arbustiva, existe a tendência de redução do fluxo vertical, com consequente aumento no fluxo horizontal de água.

As vazões mínimas durante o período seco refletem as condições prévias de recarga do aquífero. Nesse tocante, a infiltrabilidade do solo e a profundidade do perfil na qual as plantas captam água mostram-se relevantes. Conforme exposto, florestas tendem a apresentar sistema radicular profundo, com maior possibilidade de absorção de água, podendo influir sobre a recarga. Todavia, as condições de infiltrabilidade do solo dependem do manejo adotado, podendo resultar em alterações drásticas na lâmina infiltrada (BRUIJNZEEL, 1996).

No entanto, cabe ressaltar que essas análises se referem aos impactos hidrológicos referentes às modificações da cobertura vegetal, não abrangendo os demais impactos decorrentes da alteração. Tem-se, por exemplo, a análise do reflorestamento de áreas degradadas o qual, do ponto de vista hidrológico, devido ao considerável aumento nas taxas de evapotranspiração e de interceptação, resulta em redução no escoamento. Entretanto, no âmbito de conservação dos solos, podem ocorrer melhorias nas condições de permeabilidade do perfil (BONELL et al., 2010) e proteção contra a erosividade das chuvas, e, por consequência, de erosão e assoreamento, com efeitos positivos sobre a qualidade das águas (VIOLA, 2008).

Os impactos hidrológicos associados a alterações no uso do solo em pequenas bacias hidrográficas foram amplamente explorados ao longo do século XX, em bacias experimentais (ANDRÉASSIAN, 2004; BOSCH; HEWLETT, 1982; BROWN et al., 2005; HIBBERT, 1967). Entretanto, devido à inviabilidade de extrapolação de resultados de estudos hidrológicos entre bacias em diferentes escalas espaciais (SILVA JÚNIOR et al., 2003), e também devido à heterogeneidade dos sistemas naturais e ao alto custo inerente a experimentos dessa natureza, atualmente, a simulação hidrológica chuva-vazão vem sendo largamente empregada com esse objetivo (COLLISCHONN, 2001; NOTTER et

al., 2007; RIBEIRO NETO, 2006; SANTIAGO, 2005; STACKELBERG et al., 2007; VIOLA, 2008), visando, fundamentalmente, nortear ações de manejo do solo e dos recursos naturais na bacia hidrográfica.

2.2.1 Resultados experimentais

O impacto hidrológico de alterações no uso do solo pode ser determinado experimentalmente pelo monitoramento de pares de bacias hidrográficas com características similares em termos de declividade, solo, área, clima e vegetação. Após um período de monitoramento, para o conhecimento da relação entre o comportamento hidrológico das duas bacias, procede-se a alteração da cobertura vegetal de uma delas, mantendo-se a vegetação da outra inalterada. De acordo com Brown et al. (2005), esse tipo de experimento permite o controle da variabilidade climática sobre os resultados e, assim, podem-se quantificar as alterações no escoamento decorrentes da modificação da vegetação.

Estudos conduzidos em bacias hidrográficas experimentais, de maneira geral, baseiam-se em quatro abordagens (BROWN et al., 2005): a) reflorestamento: visa à substituição de vegetação rasteira ou arbustiva por espécies florestais; b) rebrota: são avaliados os impactos hidrológicos após o corte de uma espécie florestal, seguido de crescimento da mesma espécie; c) desflorestamento: contempla a substituição de uma espécie florestal por uma espécie rasteira e d) conversão de florestas: representa a substituição de uma espécie florestal por outra.

Diversos autores sintetizaram resultados de experimentos realizados em todas as partes do planeta, com destaque para Andréassian (2004), Bosch e Hewlett (1982), Brown et al. (2005), Bruijnzeel (1988, 1990, 1996), Farley, Jobbagy e Jackson (2005), Hibbert (1967) e Sahin e Hall (1996). Entretanto,

cabe destacar que, em algumas dessas revisões, os resultados experimentais não foram agrupados entre as quatro categorias anteriormente citadas, o que, de acordo com Brown et al. (2005), pode comprometer os resultados.

Bosch e Hewlett (1982) analisaram resultados obtidos em 94 bacias experimentais, abordando desflorestamento, reflorestamento e rebrota, concluindo, dentre outros aspectos, que: a) a retirada de cobertura vegetal florestal provoca aumento no deflúvio anual; b) o aumento da cobertura vegetal florestal reduz o deflúvio anual; c) alteração em 10% da área de eucalipto ou coníferas acarreta 40 mm de alteração no deflúvio anual e (d) alteração em 10% da área de vegetação arbustiva ou pastagem provoca variação de 10 mm no deflúvio anual.

Farley, Jobbagy e Jackson (2005) agruparam resultados de 26 bacias experimentais espalhadas pelo mundo, concluindo que a implantação de espécies florestais em substituição à pastagem ou vegetação arbustiva reduz substancialmente o escoamento. Ainda de acordo com esse estudo, em termos médios, a substituição de pastagem e de vegetação arbustiva por espécies florestais resulta em 44% e 31% de redução no deflúvio anual, respectivamente. Entre as espécies florestais avaliadas, os autores destacam o eucalipto como a de maior impacto em substituição à pastagem, com redução média de 75% no deflúvio anual, comparado ao pinus, com 40%.

Para o caso do reflorestamento, os impactos hidrológicos variam ao longo do ciclo de desenvolvimento das espécies florestais, até que um novo equilíbrio seja atingido. Farley, Jobbagy e Jackson (2005) destacam que os impactos tendem a ser mais expressivos em áreas originalmente ocupadas por pastagem, em comparação às de vegetação arbustiva, em virtude da maior semelhança do sistema radicular destas últimas, com o de espécies florestais.

2.2.2 Simulação hidrológica

Os resultados experimentais sobre impactos hidrológicos associados a alterações no uso do solo abordados anteriormente foram obtidos para pequenas bacias hidrográficas. Os processos envolvidos na geração do escoamento são extremamente não lineares, o que determina que a escala na qual o fenômeno é observado exerce importante influência. Silva Júnior et al. (2003) avaliaram o efeito da extrapolação de variáveis hidrológicas obtidas em bacias entre 628 e 9.420 km², para duas grandes bacias (104.162 km² e 110.898 km²) e três pequenas (0,125 km², 1,1 km² e 19,5 km²). A metodologia consistiu em regionalizar as vazões máxima, média de longo termo e a com 95% de permanência ($Q_{95\%}$), adotando a área de drenagem como variável explicativa. Entre os resultados obtidos, podem-se destacar: a) subestimativa da vazão máxima para a pequena escala em até 92%, o que, de acordo com Tucci (2003), é esperado, uma vez que, na medida em que a área da bacia diminui, as vazões específicas máximas aumentam e b) superestimativa de $Q_{95\%}$ para a pequena escala, o que implica em superestimativa da vazão outorgável, visto que esta é frequentemente utilizada como vazão de referência para outorga de uso da água.

Nesse contexto, a extrapolação dos resultados observados na micro para a meso ou macroescalas espaciais pode produzir estimativas grosseiras. Visando contornar essa limitação, a simulação hidrológica apresenta-se como uma valiosa ferramenta, capaz de simular o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica mediante diferentes cenários de uso do solo, pela modificação dos parâmetros que representam a vegetação (COLLISCHONN, 2001; NOTTER et al., 2007; RIBEIRO NETO, 2006; SANTIAGO, 2005; STACKELBERG et al., 2007; VIOLA, 2008).

Collischonn (2001), visando simular os impactos hidrológicos decorrentes do desmatamento na bacia do rio Taquari-Antas, RS, com área de

26.900 km², utilizou o modelo MGB-IPH, obtendo uma estimativa de aumento no escoamento de 10 mm, para 10% de desmatamento na bacia.

Santiago (2005) simulou modificações no regime hidrológico da bacia hidrográfica do rio Ji-Paraná, RO, com 75.400 km², abordando, na simulação, a ocupação de toda a bacia por soja, pastagem e floresta. Para isso, utilizou o modelo hidrológico VIC, estimando variações no escoamento para os períodos chuvoso e seco de 28% e 70%, 11% e 16%, e -9% e -20%, respectivamente.

Ribeiro Neto (2006) empregou o modelo MGB-IPH na simulação dos impactos hidrológicos decorrentes de alterações na cobertura vegetal na bacia do rio Ji-Paraná, a qual abrange 1.324.727 km². Resultados da simulação de substituição de 23,1% da cobertura vegetal atual de pastagem e cerrado por floresta apontaram para variações de -3,1%, 4% e -6,1%, nas vazões média, mínima e máxima, respectivamente.

Notter et al. (2007) simularam os impactos hidrológicos devido à conversão de aproximadamente 30% de áreas de floresta em cultura anual e pastagem, no Quênia, utilizando o modelo semidistribuído NRM3, estimando aumento médio no escoamento em 11% e 59%, respectivamente.

Em estudo conduzido por Stackelberg et al. (2007), empregou-se o modelo SWAT na simulação dos impactos hidrológicos decorrentes da introdução da cultura do pinus (*pinus taeda*) na bacia do rio Tacuarembó, no Uruguai, a qual apresenta área de drenagem de 107,7 hectares, em substituição à pastagem, estimando uma redução no escoamento de, aproximadamente, 23%.

Mello et al. (2008) aplicaram uma versão do modelo LASH distribuída por sub-bacias para avaliar os impactos hidrológicos decorrentes da substituição de pastagens por eucalipto na região Alto Rio Grande, sul de Minas Gerais. Dentre os resultados obtidos, pode-se destacar tendência de redução no escoamento, da ordem de 105 mm ano⁻¹, após modificação de 28,2% da cobertura vegetal.

2.3 Mudanças climáticas

Alterações na temperatura global estão diretamente relacionadas a modificações no balanço entre entrada e saída de energia do planeta que, por sua vez, sofre a influência de fatores como a quantidade de “gases de efeito estufa” e aerossóis na atmosfera, radiação solar, propriedades da superfície terrestre, entre outros. Esses fatores podem ser naturais ou antropogênicos e a compreensão de sua influência sobre o aquecimento ou o resfriamento do clima global pode ser expressa por meio de um índice, denominado forçamento radiativo, geralmente expresso em watts por metro quadrado (W m^{-2}) (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE - IPCC, 2007).

De acordo com o IPCC (2001), a principal fonte de aquecimento global é a intensificação do efeito estufa. Esse fenômeno consiste na absorção e na posterior reemissão da energia de onda longa emitida pela superfície terrestre, pelos “gases de efeito estufa”, sendo um fenômeno natural e necessário à vida no planeta. Estudos associados ao saldo de radiação mostram que a temperatura de emissão da Terra é da ordem de 255K, entretanto, devido ao efeito estufa, a temperatura média global observada é de 288K, o que possibilita a existência de água no estado líquido.

Os principais gases concorrentes para o efeito estufa são o dióxido de carbono (CO_2), o metano (CH_4) e o óxido nitroso (N_2O), cabendo destacar, que o potencial de retenção de energia dos dois últimos é por volta de 25 e 250 vezes maior que o do CO_2 (COTTON; PIELKE, 1995). De acordo com Marengo (2001), resultados de simulações têm evidenciado que aumentos excessivos desses gases podem provocar mudanças permanentes e até irreversíveis no clima, como, por exemplo, novos padrões de regimes de vento, temperatura e chuvas, dentre outras.

O quarto relatório científico divulgado pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 2007) relata, com confiança superior a 90%, que estão ocorrendo mudanças climáticas e que estas são motivadas, em grande parte, por atividades antrópicas. Estudos recentes mostram que o aumento da concentração de “gases de efeito estufa” tem sido a principal causa de aquecimento incomum no planeta, tendo sido registrado, no Brasil, aumento na temperatura média de aproximadamente 0,75°C até o final do século XX (MARENGO, 2007) e projetados em escala global, para as próximas duas décadas, aquecimento de 0,4°C (IPCC, 2007).

Ainda de acordo com esse estudo, a estimativa do efeito líquido das atividades humanas, em média, desde 1750, foi de aquecimento, com um forçamento radiativo de 1,6 [0,6 a 2,4] W m⁻². Em termos individuais, o forçamento radiativo estimado para cada um dos fatores avaliados foi de: 2,3 [2,07 a 2,53] W m⁻² atribuídos aos gases do efeito estufa, -0,5 [-0,9 a -0,1] W m⁻² aos aerossóis, -0,7 [-1,8 a -0,3] W m⁻² ao forçamento indireto do albedo das nuvens, 0,35 [0,25 a 0,65] W m⁻² às mudanças no ozônio troposférico, 0,34 [0,31 a 0,37] W m⁻² às mudanças nos halocarbonos, -0,2 [-0,4 a 0,0] a mudanças no albedo da superfície decorrentes das mudanças da superfície terrestre, 0,1 [0,0 a 0,2] W m⁻² à deposição de aerossóis de negro de fumo na neve e 0,12 [0,06 a 0,30] W m⁻² à radiação solar.

2.3.1 Principais gases de efeito estufa

O aumento da concentração atmosférica de CO₂ é decorrente, principalmente, da queima de produtos orgânicos e de mudanças no uso do solo (BRUINSMA, 2003). Contudo, as fontes são díspares em termos geográficos e sócio-econômicos.

Em países de clima temperado, destacam-se os lançamentos industriais e a queima de combustíveis fósseis para climatização de ambientes, produção de

energia elétrica e como combustível para veículos automotores. Por outro lado, em países de clima tropical, as queimadas e a agricultura evidenciam-se. Tendo-se em vista que, em florestas tropicais úmidas, podem-se encontrar em torno de 650 t de CO₂ ha⁻¹ e que uma pastagem conduzida de forma extensiva pode capturar de 4 a 10 t de CO₂ ha⁻¹ ano⁻¹, ocorre a formação de um grande passivo ambiental quando da derrubada e posterior queimada da floresta para a implantação de pastagens (PRIMAVESI; ARZABE; PEDREIRA, 2007). De acordo com Santilli et al. (2003), no Brasil são emitidos cerca de 180 a 200 MtC ano⁻¹ devido a queimadas realizadas em áreas de desmatamento, o que é muito superior ao produzido pela queima de combustíveis fósseis, que é da ordem de 70 a 90 MtC ano⁻¹. A agricultura, por sua vez, tem em alguns insumos básicos fontes expressivas de lançamento de CO₂. O carbonato de cálcio e a ureia liberam o equivalente a 440 e 773 kg de CO₂ por tonelada de adubo utilizado, respectivamente (PRIMAVESI; ARZABE; PEDREIRA, 2007).

Segundo IPCC (2007), tem-se, atualmente, alto nível de compreensão sobre o efeito do CO₂ no aquecimento global, tendo sido estimado um forçamento radiativo global devido a lançamentos antropogênicos desse gás, em 2005, de 1,66 [1,49 a 1,83] W m⁻². Ainda de acordo com esse estudo, as emissões fósseis anuais de CO₂ aumentaram de valores médios de 6,4 GtC ano⁻¹, na década de 1990, para 7,2 GtC ano⁻¹, entre 2000 e 2005. Sua concentração na atmosfera, estimada a partir de testemunhos de gelo para os últimos 650.000 anos, apontaram concentrações variando de 180 a 300 ppm, comparadas a 379 ppm para ano de 2005. Contudo, no período mais recente, para o qual se dispõem de dados observados, obtidos por medições atmosféricas diretas e contínuas, foi registrada elevação de 1,9 ppm ano⁻¹, entre 1995 e 2005. Estima-se que a vida útil do gás carbônico na atmosfera possa superar 100 anos, revelando que reduções na taxa de emissão surtirão efeito em longo prazo sobre a sua concentração atmosférica.

Outro gás de relevância no contexto do aquecimento global é o metano (CH_4). Uma de suas principais fontes é resultante da digestão de material orgânico realizada por ruminantes. Dados de emissões médias anuais de metano por bovinos apontam para 45 e 147 kg de CH_4 animal⁻¹ ano⁻¹, para novilhas e vacas leiteiras, respectivamente. De acordo com Lima, Silva e Oliveira (2001), a emissão anual de metano pelo rebanho bovino brasileiro é de cerca de 8 Gt CH_4 , correspondendo a 2% da emissão de metano antrópica mundial e a 10% do metano ruminal mundial.

O metano também pode ser originado da decomposição anaeróbia da celulose presente em materiais orgânicos. Tal situação pode ocorrer naturalmente, como, por exemplo, em pântanos, ou por ação antrópica, em aterros sanitários e também em áreas alagadas. De acordo com Girardi (2007), estima-se que cerca de 20% da produção mundial de metano ocorra na floresta amazônica, especialmente nos ambientes inundados.

De acordo com IPCC (2007), a permanência desse gás na atmosfera é da ordem de 10 anos e o nível de conhecimento do efeito do CH_4 sobre o aquecimento global é alto. A estimativa do forçamento radiativo devido a lançamentos antropogênicos desse gás, em 2005, foi de 0,48 [0,43 a 0,53] W m^{-2} . Sua concentração atmosférica sofreu grande incremento, estimado com base em testemunhos de gelo, passando de 715 ppb, no período pré-industrial, para 1.774 ppb, em 2005, cabendo ressaltar que as taxas de aumento reduziram-se desde o início da década de 1990.

O óxido nitroso (N_2O), por sua vez, recebe especial atenção ambiental, visto que ele interage no aquecimento global e também sobre a degradação da camada de ozônio. São atribuídas às atividades antrópicas cerca de um terço das emissões de N_2O , com destaque para a produção de náilon, ácido nítrico, subproduto dos métodos de fertilização na agricultura, queima de biomassa e de combustíveis fósseis, dentre outros processos industriais. Além desta emissão,

provocada por atividades industriais e pela agropecuária, esse gás é emitido por fontes naturais, tais como bactérias no solo e oceanos, principalmente (RAVISHANKARA; DANIEL; PORTMANN, 2009).

O óxido nitroso tem vida útil média na atmosfera de 125 anos e, de acordo com IPCC (2007), o nível de conhecimento do seu efeito sobre o aquecimento global é alto. A estimativa do forçamento radiativo global devido a lançamentos antropogênicos desse gás, em 2005, foi de 0,16 [0,14 a 1,18] W m⁻² e a sua concentração estimada na atmosfera variou de 270 ppb, no período pré-industrial, para 319 ppb, em 2005.

2.3.2 Cenários futuros

Projeções sobre o clima futuro da Terra dependem essencialmente de fatores associados ao crescimento populacional, aos desenvolvimentos tecnológico, econômico e social, a diferenças regionais, dentre outros. A evolução futura desses fatores é incerta e pode ser estrategicamente avaliada por meio da estruturação de cenários, avaliando distintas tendências (IPCC, 2001).

Em 1988, foi criado, pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) e o Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (PNUMA), o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), com o objetivo de desenvolver estudos científicos no intuito de melhorar o nível de compreensão sobre as mudanças climáticas.

Em seu Relatório Especial sobre Cenários de Emissão (SRES), o IPCC levantou quatro famílias de cenários de emissão de gases de efeito estufa com projeções para até 2100, chamados de A1, A2, B1 e B2. O cenário A1 é dividido em três grupos: A1F1, A1B e A1T (IPCC, 2001). Na sequência apresenta-se uma breve descrição sobre os cenários e grupos, conforme descrito pelo IPCC (2001):

- a) A1: rápido crescimento econômico e desenvolvimento de tecnologias novas e mais eficientes, com crescimento populacional atingindo pico em meados do século. As abordagens subjacentes envolvem aumento das interações sociais e culturais, com redução nas diferenças regionais de renda *per capita*. Esse cenário é dividido em três grupos, com diferenças quanto à sua ênfase na tecnologia: A1F1: ênfase na utilização de combustíveis fósseis; A1T: ênfase na utilização de fontes de energia não-fósseis; A1B: aceita um equilíbrio entre as diferentes fontes de energia;
- b) A2: descreve um cenário de heterogeneidades mundiais, baseado na autossuficiência nacional e na preservação de identidades locais. Ocorre aumento contínuo da população, com desenvolvimento tecnológico e econômico mais lento e fragmentado que nos demais cenários;
- c) B1: assume desenvolvimento demográfico semelhante ao do cenário A1, contudo, assume uma mudança econômica rápida, focada na introdução de tecnologias limpas e eficientes em termos de utilização de recurso. É dada ênfase a soluções globais para sustentabilidade econômica, social e ambiental;
- d) B2: aborda soluções locais para sustentabilidade econômica, social e ambiental. O crescimento demográfico é contínuo, no entanto, menor que no cenário A2. São aceitos níveis intermediários de desenvolvimento econômico e mudança tecnológica mais lenta e diversificada que nos cenários B1 e A1.

De acordo com Marengo (2007), no cenário A1B ocorre equilíbrio entre a utilização de combustíveis fósseis e outras fontes de energia, podendo ser considerada uma abordagem intermediária entre os cenários A2 e B2, que são

caracterizados por alta emissão de gases de efeito estufa e baixa emissão, respectivamente. Maiores detalhes sobre cenários de emissão futuros podem ser obtidos em Nakicenovic et al. (2000).

2.3.2 Simulação dos possíveis impactos hidrológicos decorrentes de mudanças climáticas

A simulação de tendências climáticas de longo prazo pode ser realizada por Modelos Climáticos de Circulação Global (MCG) em escala global e traduzidos para a escala local por modelos climáticos regionais, também chamados de modelos de *downscaling* (AMBRIZI et al., 2007).

Chou et al. (2011) acoplaram o modelo climático regional Eta-CPTEC ao modelo climático de circulação global HadCM3 para avaliar a simulação do clima presente na América do Sul (1961 a 1990), configurado com resolução espacial de 40 km e passo de simulação de 6 horas, focado na avaliação da simulação durante as estações do verão e do inverno. Os resultados da simulação do clima presente (1961 a 1990) mostraram que o modelo Eta-CPTEC/HadCM3 foi capaz de reproduzir adequadamente os padrões de circulação geral da atmosfera e produziu bons resultados para a precipitação e a temperatura, com pequeno deslocamento na localização das anomalias típicas apresentadas por esses eventos.

Marengo et al. (2011) avaliaram as possíveis mudanças climáticas futuras associadas ao cenário SRES A1B, simuladas modelo Eta-CPTEC/HadCM3, sobre a América do Sul, com enfoque nas bacias hidrográficas dos rios Amazonas, São Francisco e Paraná. Os resultados mostraram que a precipitação tende a diminuir até 2100, atingindo -1 mm dia^{-1} $[-0,7 \text{ a } -1,2 \text{ mm dia}^{-1}]$ na bacia Amazônica, -1 mm dia^{-1} $[-0,5 \text{ a } -1,5 \text{ mm dia}^{-1}]$ na bacia do rio São Francisco e $-0,2 \text{ mm dia}^{-1}$ $[+0,5 \text{ a } -0,5 \text{ mm dia}^{-1}]$ na bacia do rio

Paraná. Entretanto, as projeções variam em função da época do ano e ao longo das bacias hidrográficas, como, por exemplo, para a bacia do rio Paraná, na qual obteve-se elevação da precipitação superior a 20% em algumas porções. As projeções para a temperatura mostraram que, para 2100, o acréscimo previsto para o cenário A1B poderá atingir até 4,5°C [3,5 a 6°C] na bacia hidrográfica do rio Paraná, 5°C [4 a 6°C] para a bacia Amazônica e 4°C [3 a 4°C] para a bacia do rio São Francisco.

Chenoweth et al. (2011) aplicaram o modelo climático regional PRECIS, com resolução de 25 km, para simular o cenário climático SRES A1B nas regiões do Mediterrâneo e Oriente Médio, para meados (2040 a 2069) e final (2070 a 2099) do século XXI. As simulações mostraram que poderá ocorrer declínio de 10% na lâmina precipitada, com considerável variação entre países e bacias hidrográficas. De acordo com os autores, estes resultados indicam mudanças significativas da disponibilidade hídrica da região, implicando em consideráveis ajustes pela gestão dos recursos hídricos, incluindo medidas estruturais.

Tanajura, Genz e Araújo (2010) simularam o clima presente (1960 a 1990) pelo modelo climático regional HadRM3P/HadAM3 e os cenários SRES A2 e B2 pelo modelo HadRM3P/MCG HadCM3, para o estado da Bahia, entre 2070 e 2100, tendo sido obtida redução da precipitação para quase todo o estado, com exceção do extremo sudoeste, e predomínio de aumento da temperatura média do ar.

Em trabalhos recentes realizados em diversas partes do globo, como o de Collischonn et al. (2005), no Sul do Brasil; o de Legesse, Vallet-Coulomb e Gasse (2003), na Etiópia; o de Notter et al. (2007), no Quênia e o de Zhang et al. (2007), na China, têm sido empregados, como variáveis de entrada em modelos hidrológicos, dados simulados por MCGs aninhados a modelos regionais, com o objetivo de simular os impactos hidrológicos associados a diferentes cenários

climáticos futuros, com resultados promissores para a gestão de recursos hídricos.

Notter et al. (2007) simularam os impactos hidrológicos decorrentes do cenário A2, utilizando o MCG ECHAM4 e o modelo hidrológico NMR3 para a região do Monte Kenya, África. Foi simulado pelo MCG que poderá ocorrer aumento de 17,6% na precipitação média anual e de 5,5% na evapotranspiração potencial, propiciando aumento de 26% no escoamento. Para o segundo cenário simulado (B2), as projeções foram de 20,9% e de 5,5% para a precipitação média anual e evapotranspiração potencial, respectivamente, produzindo um impacto hidrológico de aumento do escoamento, de 28%.

Legesse, Vallet-Coulomb e Gasse (2003) utilizaram o modelo hidrológico PRMS na simulação dos impactos hidrológicos decorrentes da variabilidade climática na Etiópia. O primeiro cenário simulado abordou uma redução de 10% no regime de chuvas e o segundo cenário, um aumento de 1,5°C na temperatura do ar. Os resultados do modelo hidrológico indicaram que poderá ocorrer redução de 30% e 15%, para o primeiro e o segundo cenário, respectivamente.

Boyer et al. (2010) aplicaram o modelo hidrológico HSAMI na simulação dos impactos hidrológicos devido aos cenários climáticos A2 e B2 projetados pelos MCG's HadCM3, CSIRO-Mk2 e ECHAM4, entre 2011 e 2099, em bacias hidrográficas localizadas em Quebec, Canadá. Para a maioria das simulações realizadas projetou-se aumento do escoamento no inverno e redução na primavera, o que foi atribuído ao aumento da temperatura acompanhado de redução da taxa de precipitação, para o mesmo período.

Hughes, Kingston e Todd (2011) avaliaram, com o modelo hidrológico Pitman, os impactos de um cenário de aquecimento global prescrito de 2°C, para a bacia hidrográfica do rio Okavango, localizada no sul da África, projetados por meio de sete MCGs. Os resultados do modelo hidrológico, quando forçado pelos

MCGs CCMA e NCAR, resultaram em aumento do escoamento médio mensal superior a 10% e 20%, respectivamente. Entretanto, resultados decorrentes da aplicação dos cinco outros MCGs apontaram para redução do escoamento médio mensal, que foi superior a 30%, pelos MCGs CSIRO e HadCM3.

Bauwens, Sohler e Degré (2011) aplicaram o modelo hidrológico EPICgrid para simular a resposta hidrológica das bacias hidrográficas de Lesse e Vesdre, localizadas na Bélgica, a quatro cenários SRES, por meio de dois conjuntos que cobrem a abrangência projetada para as mudanças climáticas, tidos como de alta e de baixa modificação. Para o cenário de alta modificação, foi simulado que poderá ocorrer intenso aumento da vazão média mensal de dezembro a maio, enquanto para o cenário de baixa modificação as estimativas mostraram que poderá ocorrer redução para a maioria dos meses, principalmente no verão.

Nóbrega et al. (2011) aplicaram o modelo hidrológico MGB-IPH para simular os impactos hidrológicos associados aos cenários climáticos A1b, A2, B1 e B2 simulados pelo MCG HadCM3 na bacia hidrográfica do rio Grande. A análise das curvas de permanência simuladas revelou que poderão ocorrer mudanças principalmente nas vazões máximas, tendo sido projetado para o cenário mais severo (A2) um aumento de 12,9% para a vazão com 5% de probabilidade de excedência, comparado a uma redução de 1,5% para a vazão com 95% de probabilidade de excedência.

Rahman, Bolisetti e Balachandar (2010) aplicaram o modelo hidrológico SWAT para avaliar os efeitos do cenário climático futuro A2 projetado pelo IPCC, de 2041 a 2070, sobre as vazões mínimas da bacia hidrográfica do rio Ruscon, localizado em Ontário, Canadá. Os resultados da simulação mostraram que a resposta hidrológica simulada para o cenário climático A2 para esse período poderá ser de aumento das vazões mínimas durante a primavera e de

redução no verão e outono, basicamente devido ao cenário de mudanças climáticas projetado.

3 CONSIDERAÇÕES GERAIS

A simulação do comportamento hidrológico das bacias hidrográficas de cabeceira do rio Grande, pela aplicação do modelo hidrológico LASH, teve como principal objetivo produzir subsídios técnicos direcionadores para a subsidiar a tomada de decisões pelos gestores de recursos hídricos. Para isso, foram avaliados os impactos hidrológicos associados a cenários tendenciais de alterações no uso do solo e o cenário climático futuro SRES A1B projetado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3. Todavia, foram realizadas análises inéditas sobre os fenômenos físicos do ciclo hidrológico simulado pelo modelo LASH, visando checar e apontar possíveis melhorias metodológicas e, também, difundir e subsidiar sua aplicação em estudos futuros.

REFERÊNCIAS

- AMBRIZZI, T. et al. **Cenários regionalizados de clima no Brasil para o século XXI**: projeções de clima usando três modelos regionais. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2007. 108 p.
- ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 291, n. 1, p. 1-27, Jan. 2004.
- ARNOLD, J. G. et al. Large area hydrologic modeling and assessment: part I, model development. **Journal of the American Water Resources Association**, Herndon, v. 34, n. 1, p. 73-89, Jan. 1998.
- BAUWENS, A.; SOHIER, C.; DEGRÉ, A. Hydrological response to climate change in the Lesse and the Vesdre catchments: contribution of a physically based model (Wallonia, Belgium). **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 15, n. 6, p. 1745-1756, 2011.
- BECKER, A. Criteria for a hydrologically sound structuring of large scale land surface process models. In: O'KANE, J. P. (Ed.). **Advances in theoretical hydrology: a tribute to James Dooge**. Amsterdam: Elsevier, 1992. p. 97-111.
- BESKOW, S. **LASH model**: a hydrological simulation toll in gis framework. 2009. 118 f. Thesis (Doctor in Engineering Agricultural) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2009.
- BESKOW, S. et al. Performance of a distributed semi-conceptual hydrological model under tropical watershed conditions. **Catena**, Amsterdam, v. 86, n. 3, p. 160-171, Sept. 2011.
- BESKOW, S.; MELLO, C. R.; NORTON, L. D. Development, sensitivity and uncertainty analysis of LASH model. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 68, n. 3, p. 265-393, 2011.
- BINGNER, R. L.; THEURER, F. D. AGNPS 98: a suite of water quality models for watershed use. In: FEDERAL INTERAGENCY SEDIMENTATION CONFERENCE, 7., 2001, Reno. **Proceedings...** Reno: NV, 2001. p. 1-8.

BONELL, M. et al. The impact of forest use and reforestation on soil hydraulic conductivity in the Western Ghats of India: implications for surface and sub-surface hydrology. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 391, n. 1, p. 47-62, Jan. 2010.

BOSH, J. M.; HEWLETT, J. D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 55, n. 1, p. 3-23, Mar. 1982.

BOYER, C. et al. Impact of climate change on the hydrology of St. Lawrence tributaries. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 384, n. 1, p. 65-83, Jan. 2010.

BROWN, A. E. et al. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 310, n. 1, p. 28-61, Feb. 2005.

BRUIJNZEEL, L. A. (De)forestation and dry season flow in the tropics: a closer look. **Journal of Tropical Forest**, Amsterdam, v. 1, n. 3, p. 229-243, June 1988.

_____. **Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review**. Amsterdam: UNESCO/IAHS, 1990. 224 p.

_____. Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. In: GASH, J. H. C. et al. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: J. Wiley, 1996. p. 15-55.

BRUINSMA, J. **World agriculture: toward 2015/30: an FAO perspective**. London: Earthscan; Rome: FAO, 2003. 444 p.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. S. Princípios básicos em geoprocessamento. In: ASSAD, E. D.; SANO, E. E. (Ed.). **Sistema de informações geográficas: aplicações na agricultura**. 2. ed. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 1998. p. 3-11.

CHENOWETH, J. et al. Impact of climate change on water resources of the eastern Mediterranean and Middle East region: modeled 21st century changes and implications. **Water Resources Research**, Washington, v. 47, n. 1, p. 1-18, Jan. 2011.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: E. Blücher, 1999. 236 p.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 194 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COLLISCHONN, W. et al. Forecasting River Uruguay flow using rainfall forecasts from a regional weather-prediction model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 305, n. 1, p. 87-98, Feb. 2005.

COTTON, R.; PIELKE, R. A. **Human impacts on weather and climate**. Cambridge: Cambridge University, 1995. 288 p.

CRAWFORD, N. H.; LINSLEY, R. S. **Digital simulation in hydrology: the Stanford watershed model**. Palo Alto: Stanford University, 1966. 210 p. (Technical Report, 39).

FARLEY, K. A.; JOBBAGY, E. G.; JACKSON, R. B. Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. **Global Change Biology**, Oxford, v. 11, n. 10, p. 1565-1576, Oct. 2005.

GIRARDI, G. Aquecimento global: Amazônia emite mais de 20% do metano de todo o mundo. **O Estado de São Paulo**, São Paulo, p. A17, 31 maio 2007.

GREEN, C. H. et al. Hydrologic evaluation of the soil and water assessment tool for a large tile-drained watershed in Iowa. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 49, n. 2, p. 413-422, Apr. 2006.

HARTMANN, H. C.; BALES, R.; SOROOSHIAN, S. **Weather, climate, and hydrologic forecasting for the southwest U.S.** Tucson: The University of Arizona, 1999. 172 p. (Working Paper Series, WP2-99).

HIBBERT, A. R. Forest treatment effects on water yield. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FOREST HYDROLOGY, 1., 1967, New York. **Proceedings...** New York: Pen State University, 1967. p. 527-543.

HUGHES, D. A.; KINGSTON, D. G.; TODD, M. C. Uncertainty in water resources availability in the Okavango River basin as a result of climate change. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 15, n. 4, p. 931-941, 2011.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Emissions scenarios for the IPCC: an update**. Cambridge: Cambridge University, 2007.

Disponível em:

<http://www.ipcc.ch/ipccreports/1992%20IPCC%20Supplement/IPCC_Suppl_Report_1992_wg_I/ipcc_wg_I_1992_suppl_report_section_a3.pdf>. Acesso em: 26 jul. 2010.

_____. **Summary for policymakers, in climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge: Cambridge University, 2001. Disponível em:

<<http://www.ipcc.ch/pub/reports.htm>>. Acesso em: 26 jul. 2010.

KLEMES, V. Operational testing of hydrological simulation models.

Hydrological Sciences Journal, Oxford, v. 31, n. 1, p. 13-24, Feb. 1986.

LAHLOU, M. et al. **Better assessment science integrating point and nonpoint sources: BASINS 2.0 user's manual**. Washington: US-EPA Report, 1998.

Disponível em: <<http://water.epa.gov/scitech/datait/models/basins/index.cfm>>.

Acesso em: 30 ago. 2010.

LEGATES, D. R.; MCCABE, G. J. Evaluating the use of “goodness of fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water Resources Research**, Washington, v. 26, n. 1, p. 69-86, Jan. 1999.

LEGESSE, D.; VALLET-COULOMB, C.; GASSE, F. Hydrological response of a 11 catchments to climate and land use changes in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 275, n. 1, p. 67-85, Mar. 2003.

LILLESAND, T. M.; KIEFFER, R. W. **Remote sensing and image interpretation**. New York: J. Wiley, 1994. 750 p.

LIMA, J. E. F. W.; SILVA, C. L. da; OLIVEIRA, C. A. da S. Comparação da evapotranspiração real simulada e observada em uma bacia hidrográfica em condições naturais de cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 5, n. 1, p. 33-41, 2001.

MAGALHÃES, L. P. C. de. **Modelo integrado para simulação de sistemas hídricos**. 2005. 114 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

MAIDMENT, D. R. GIS and hydrologic modeling. In: GOODCHILD, M. F.; PARKS, B. O.; STEYAERT, L. T. (Ed.). **Environmental modeling with GIS**. New York: Oxford University, 1993. p. 147-167.

MARENGO, J. A. Mudanças climáticas globais e regionais: avaliação do clima atual do Brasil e projeções de cenários climáticos do futuro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 16, n. 1, p. 1-18, 2001.

_____. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade:** caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. 2. ed. Brasília: MMA, 2007. 212 p. (Série Biodiversidade, 26).

MARENGO, J. A. et al. Development of regional future climate change scenarios in South América using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 37, 2011. Disponível em: <<http://paperfeed.org/node/856217>>. Acesso em: 10 ago. 2011.

MARSIK, M.; WAYLEN, P. An application of the distributed hydrologic model CASC2D to a tropical montane watershed. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 330, n. 3/4, p. 481-495, Nov. 2006.

MELLO, C. R. de et al. Development and application of a simple hydrologic model simulation for a Brazilian headwater basin. **Catena**, Amsterdam, v. 75, n. 3, p. 235-247, Nov. 2008.

NAKICENOVIC, N. et al. **Special report on emissions scenarios**. Cambridge: Cambridge University, 2000. 599 p.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, p. 282-290, 1970.

NÓBREGA, M. T. et al. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 15, p. 585-595, 2011. Special issue.

NOTTER, B. et al. Impacts of environmental change on water resources in the Mt. Kenya Region. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 343, n. 3/4, p. 266-278, Sept. 2007.

PRIMAVESI, O.; ARZABE, C.; PEDREIRA, M. S. **Aquecimento global e mudanças climáticas: uma visão integrada tropical**. São Carlos: EMBRAPA Pecuária Sudeste, 2007. 213 p.

RAHMAN, M.; BOLISSETTI, T.; BALACHANDAR, R. Effect of climate change on low-flow conditions in the Ruscom River Watershed, Ontário. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 53, n. 5, p. 1521-1532, Sept. 2010.

RAVISHANKARA, A. R.; DANIEL, J. S.; PORTMANN, R. W. Nitrous oxide (N₂O): the dominant ozone depleting substance emitted in the 21st century. **Science**, New York, v. 326, n. 5949, p. 123-125, Oct. 2009.

RENNÓ, C. D. **Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas**. 2003. 146 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

RIBEIRO NETO, A. **Simulação hidrológica na Amazônia: rio Madeira**. 2006. 178 p. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

SAHIN, V.; HALL, M. J. The effects of afforestation and deforestation on water yield. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 178, n. 1/4, p. 293-309, Apr. 1996.

SANTIAGO, A. V. **Simulações dos efeitos da cobertura vegetal no balanço hídrico da bacia do Rio Ji-Paraná, RO**. 2005. 69 p. Dissertação (Doutorado em Física do Ambiente Agrícola) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, 2005.

SANTILLI, M. et al. Proposta para manter a floresta em pé. **Folha de São Paulo**, São Paulo, p. 16-17, 23 nov. 2003.

SILVA JÚNIOR, O. et al. Extrapolação espacial na regionalização de vazão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 8, n. 1, p. 21-37, 2003.

STACKELBERG, N. O. von et al. Simulation of the hydrologic effects of afforestation in the Tacuarembó River Basin, Uruguay. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 2, p. 455-468, Apr. 2007.

TANAJURA, C. A. S.; GENZ, F.; ARAÚJO, H. A. de. Mudanças climáticas e recursos hídricos na Bahia: validação da simulação do clima presente do HADRM3P e comparação com os cenários A2 e B2 para 2070-2100. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 25, n. 3, p. 345-358, set. 2010.

TROCH, P. A.; PANICONI, C.; MCLAUGHLIN, D. Catchment-scale hydrological modeling and data assimilation. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 26, n. 1, p. 131-135, 2003.

TUCCI, C. E. M. Processos hidrológicos e os seus impactos do uso do solo. In: TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. P. F. (Ed.). **Clima e recursos hídricos no Brasil**. Brasília: ABRH, 2003. p. 31-65.

TUCCI, C. E. M.; SANCHEZ, J.; LOPES, M. O. S. Modelo IPH II de simulação precipitação-vazão na bacia: alguns resultados. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE HIDROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS, 1., 1981, Fortaleza. **Anais...** São Paulo: ABRH, 1981. p. 83-103.

UNITED STATES ARMY CORPS OF ENGINEERS. **Geospatial hydrologic modeling extension: HEC-GeoHMS user's manual**. Davis, 2003. (Hydrologic Engineering Center Report, CPD-770). Disponível em: <<http://crunch.tec.army.mil/software/corpscon/corpscon.html>>. Acesso em: 15 set. 2010.

VIOLA, M. R. **Simulação hidrológica na região Alto Rio Grande a montante do Reservatório de Camargos/CEMIG**. 2008. 120 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Água e Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

VIOLA, M. R. et al. Modelagem hidrológica na bacia hidrográfica do Rio Aiuruoca, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 13, n. 5, p. 581-590, 2009.

WOOLHISER, D. A.; SMITH, R. E.; GOODRICH, D. C. **Kineros, a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual**. Tucson: USDA, 1990. 130 p.

ZHANG, H. G. et al. Potential effects of climate change on runoff in the Yellow River Basin of China. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 3, p. 911-918, June 2007.

CAPÍTULO 2

Aplicabilidade do modelo LASH (*Lavras Simulation of Hydrology*) para simulação hidrológica na cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande, sul de Minas Gerais

RESUMO

O modelo hidrológico *Lavras Simulation of Hydrology* (LASH) é caracterizado como um modelo determinístico, semifísico e distribuído por sub-bacias. Este modelo foi desenvolvido com o objetivo de disponibilizar uma ferramenta de análise hidrológica operacional em bacias hidrográficas com limitação qualitativa de dados e tem apresentado boa acurácia na simulação do escoamento. A região em estudo compreende as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (BRA), Grande (BRG-MD), Sapucaí (BRS) e Verde (BRV), delimitadas a partir das seções de controle de Fazenda Laranjeiras, Madre de Deus, Careaçú e Três Corações, respectivamente, localizadas na região sul de Minas Gerais, na cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande. O escoamento destas bacias drena diretamente para os reservatórios das usinas hidrelétricas de Camargos e Furnas, que têm grande importância no contexto energético e que proveem água para múltiplos usos, inclusive abastecimento urbano e irrigação. Neste contexto, este trabalho foi realizado com o objetivo de calibrar e validar o modelo LASH para simulação hidrológica nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV. Objetivou-se, ainda, realizar uma análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo, avaliar os principais processos físicos do ciclo hidrológico simulado, bem como o comportamento da curva de permanência e do deflúvio simulados. O modelo reproduziu adequadamente a variabilidade intra-anual do regime hidrológico nas bacias hidrográficas de cabeceira do rio Grande, tendo obtido bom desempenho em todas as aplicações, com coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS}) superior a 0,70. No processo de calibração automática, a análise de sensibilidade mostrou que a condutividade hidráulica saturada do reservatório subterrâneo (K_B) foi o parâmetro de maior influência, acompanhado do parâmetro de abstração inicial da precipitação (λ). A avaliação dos componentes do escoamento simulado indicou que o escoamento subterrâneo representou a maior parcela do escoamento total, seguida dos escoamentos superficial direto e subsuperficial, e permitiu averiguar que as diferenças de magnitude entre os componentes do escoamento para as quatro bacias podem ser satisfatoriamente explicadas pelo diagnóstico do uso atual do solo. A análise dos

principais processos do ciclo hidrológico simulado mostrou que as estimativas dos módulos que compõem o modelo LASH produziram resultados condizentes com as características hidrológicas observadas nas bacias. As curvas de permanência simuladas com passo diário mostraram aderência às observadas, com pequenos erros na estimativa das vazões mínimas e máximas. Para a simulação com passo mensal, o deflúvio simulado em relação ao observado produziu baixa dispersão em torno da reta 1:1, com altos coeficientes de determinação (R^2). Estes resultados permitem concluir que o modelo hidrológico LASH pode ser aplicado na simulação hidrológica dos impactos associados às modificações físicas e ambientais nas bacias hidrográficas de cabeceira do rio Grande, consistindo de ferramenta importante para o planejamento e gestão dos recursos hídricos.

Palavras-chave: Modelo hidrológico LASH. Balanço hídrico. Simulação hidrológica. Análise de sensibilidade.

ABSTRACT

The hydrological model known as LASH, which stands for *Lavras Simulation of Hydrology*, is classified as a deterministic, semi-conceptual and distributed model. This model was developed in order to make available a tool for hydrological analysis in watersheds with limited database, and it has presented satisfactory results in terms of streamflow. The study region encompasses some basins situated in the headwaters of the Grande river basin (Southern Minas Gerais State). The discharge originated from these basins drains into Camargos and Furnas hydropower plant reservoirs. These reservoirs are quite important due to their potential for electric energy production and, in addition, they provide water for multiple uses, especially water supply for human consumption and irrigation. Under this context, the aim of this study was to calibrate and validate the LASH model for hydrological simulation in Aiuruoca, Grande, Sapucaí and Verde rivers basins. Additionally, this study also had as purpose to: (i) carry out a sensitive analysis of the model parameters; (ii) to evaluate the main hydrological processes simulated by LASH; (iii) to analyze both flow-duration curve and different discharge components simulated by LASH. The model simulated adequately hydrological regime of the headwater basins, presenting satisfactory performances for all of them which can be emphasized by the Nash-Sutcliffe coefficient (C_{NS}) values greater than 0.70. The sensitive analysis made it possible to list the most sensitive parameters for this study, in which hydraulic conductivity of the shallow saturated zone reservoir (K_B) was the parameter with greater influence over final results, followed by initial abstraction coefficient (λ). Evaluating the different discharge components, it was possible to notice that the base flow was responsible for the greatest part of discharges, followed by surface runoff and sub-surface flow. Yet, the latter analysis showed that quantitative differences in discharge components for the studied basins can be justified by the current land-use scenario. The analysis of the main hydrological processes simulated by LASH model allows concluding that the results were coherent with the hydrological characteristics observed on the basins. The simulated flow-duration curves obtained on a daily time step basis showed a good level of agreement in relation to the observed ones, indicating only a few errors in estimate of minimum and maximum stream flows. Monthly simulation resulted in excellent determination coefficients (R^2) with little dispersion around the 1:1 line. The results found in this study indicated that the LASH model can be applied for hydrological simulation of headwaters of Grande river basin, thus constituting an important tool for planning and management of water resources.

Keywords: LASH hydrologic model. Water balance. Hydrology simulation. Sensitive analysis.

1 INTRODUÇÃO

O entendimento das complexas inter-relações associadas aos fenômenos naturais que envolvem o ciclo hidrológico possibilitou o desenvolvimento de modelos matemáticos que descrevem, com razoável acurácia, a dinâmica da água em ecossistemas naturais, conhecidos como modelos chuva-vazão. Atualmente, sua aplicação consiste em uma das formas mais aceitas para avaliação do comportamento hidrológico futuro de bacias hidrográficas, especialmente quando técnicas de mapeamento e de sensoriamento remoto são empregadas, possibilitando a representação da variabilidade espacial dos parâmetros físicos que caracterizam a bacia hidrográfica.

Diante dos constantes aperfeiçoamentos decorrentes de um longo período de pesquisas em hidrologia, na atualidade, os modelos hidrológicos aproximam-se relativamente bem da realidade física dos fenômenos simulados. Isso possibilita sua aplicação no gerenciamento de recursos hídricos, previsão de vazões, extensão de séries históricas, simulação de impactos hidrológicos decorrentes de cenários projetados de mudanças climáticas e de uso do solo, dentre outras aplicações. Nesse sentido, modelos hidrológicos de base física têm sido desenvolvidos e aplicados para simulação hidrológica em bacias hidrográficas espalhadas por todo o mundo, tais como, por exemplo, SWAT (STACKELBERG et al., 2007), NRM3 Streamflow (NOTTER et al., 2007), annAGNPS (LICCIARDELLO et al., 2007), CASC2D (MARIK; WAYLEN, 2006), MGB/IPH (COLLISCHONN et al., 2005) e LASH (BESKOW, 2009; BESKOW et al., 2011; BESKOW; MELLO; NORTON, 2011; MELLO et al., 2008; VIOLA, 2008; VIOLA et al., 2009).

No contexto energético brasileiro, no qual aproximadamente 90% da energia elétrica é proveniente da matriz hidráulica (NÓBREGA et al., 2011), o entendimento e a capacidade de predição do regime hidrológico das bacias

hidrográficas torna-se altamente relevante para o planejamento energético do país. As bacias hidrográficas em estudo estão localizadas na cabeceira do rio Grande e alimentam reservatórios de usinas hidrelétricas (UHE), com destaque para Furnas. Esse reservatório, entre outras funções, regulariza as vazões na bacia do rio Grande, com reflexos diretos nos deflúvios superficiais da bacia do Rio Paraná, que abriga o mais importante complexo hidrelétrico brasileiro.

O uso do solo na região Sul de Minas Gerais vem sofrendo alterações importantes, com destaque para a rápida expansão da silvicultura e das fronteiras agrícolas junto à serra da Mantiqueira. Tais alterações têm ocupado de forma considerável a região e o seu impacto hidrológico tem sido pouco explorado. Outro aspecto relevante refere-se à avaliação dos efeitos de mudanças climáticas nas macrocondições climáticas do sul de Minas Gerais e aos impactos hidrológicos associados, visto que são projetadas alterações nos regimes térmico e pluvial para o século XXI, com consequências diretas sobre o ciclo hidrológico e, conseqüentemente, na capacidade de produção de água das bacias. Nesse contexto, a estruturação de modelos hidrológicos fisicamente baseados representa a etapa inicial para a avaliação dos possíveis impactos hidrológicos associados a diferentes pressões sobre o uso do solo e forçantes climáticas.

O modelo hidrológico *Lavras Simulation of Hydrology* (LASH) é um modelo determinístico, semifísico e distribuído, desenvolvido pela equipe de Recursos Hídricos do Setor de Engenharia de Água e Solo da Universidade Federal de Lavras, em 2008 (VIOLA, 2008). O modelo foi idealizado com o objetivo de propiciar a simulação em bacias hidrográficas com limitação qualitativa de dados e tem sido aplicado a diferentes bacias hidrográficas da região sul de Minas Gerais, com bons resultados no tocante à sua acurácia na simulação do escoamento. Viola (2008) aplicou o modelo LASH para a simulação hidrológica das bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (2.095 km²) e Grande (2.080 km²), de forma concentrada e distribuída por sub-bacias, tendo

obtido boa acurácia em ambas as abordagens, contudo, com melhorias significativas na simulação de vazões máximas e mínimas pelo modelo com discretização espacial distribuída por sub-bacias. Mello et al. (2010) avaliaram a aplicabilidade do modelo LASH para simular os impactos hidrológicos devidos a alterações no uso do solo na bacia do rio Grande, concluindo que o modelo apresentou boa acurácia na simulação do escoamento e que pode ser aplicado para a simulação dos impactos hidrológicos associados a modificações da cobertura vegetal. Beskow (2009) desenvolveu uma estrutura SIG para o modelo LASH e a aplicou na simulação da bacia hidrográfica do ribeirão Jaguará (32 km²), com bons resultados no tocante à acurácia na simulação de vazões médias, máximas e de referência para outorga. Beskow et al. (2011) realizaram análise de sensibilidade dos principais parâmetros do modelo LASH, identificando que os parâmetros mais sensíveis estão associados ao escoamento subterrâneo e ao escoamento superficial direto. Entretanto, estudos detalhados sobre o ciclo hidrológico simulado pelo modelo LASH precisam ser desenvolvidos, com o objetivo de avaliar sua acurácia e consolidar sua aplicabilidade, visando a múltiplos objetivos.

Diante do exposto, objetivou-se, neste trabalho, calibrar e validar uma versão do modelo hidrológico LASH, distribuída por sub-bacias, com passo diário e mensal de vazões, para a simulação dos recursos hídricos superficiais nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (BRA), Grande (BRG-MD), Sapucaí (BRS) e Verde (BRV), delimitadas a partir das seções de controle de Fazenda Laranjeiras, Madre de Deus, Careaçú e Três Corações, respectivamente. Em termos específicos, após a calibração e a validação do modelo, foram criteriosamente avaliados os processos físicos do ciclo hidrológico simulados pelo modelo LASH nas referidas bacias hidrográficas.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Contextualização fisiográfica da região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande, sul de Minas Gerais

A região em estudo é composta pelas hidrográficas dos rios Aiuruoca (BRA), Grande (BRG-MD), Sapucaí (BRS) e Verde (BRV), delimitadas a partir dos postos fluviométricos do Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM) de Fazenda Laranjeiras, Madre de Deus de Minas, Careaçú e Três Corações, respectivamente, com áreas de drenagem de 2.095, 2.080, 7.325 e 4.178 km², respectivamente.

Em termos hidrográficos, as bacias estão localizadas na cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande, com nascentes situadas na serra da Mantiqueira, importante limite geográfico que demarca, ao sul do estado de Minas Gerais, sua divisa com São Paulo e Rio de Janeiro. No contexto geográfico, as bacias dos rios Aiuruoca, Grande e Verde estão totalmente inseridas na região sul de Minas Gerais, ao passo que a bacia do rio Sapucaí apresenta pequena parcela inserida na região nordeste do estado de São Paulo. A localização geográfica da bacia do rio Grande, no território brasileiro, com destaque para as bacias em estudo está apresentada na Figura 1.

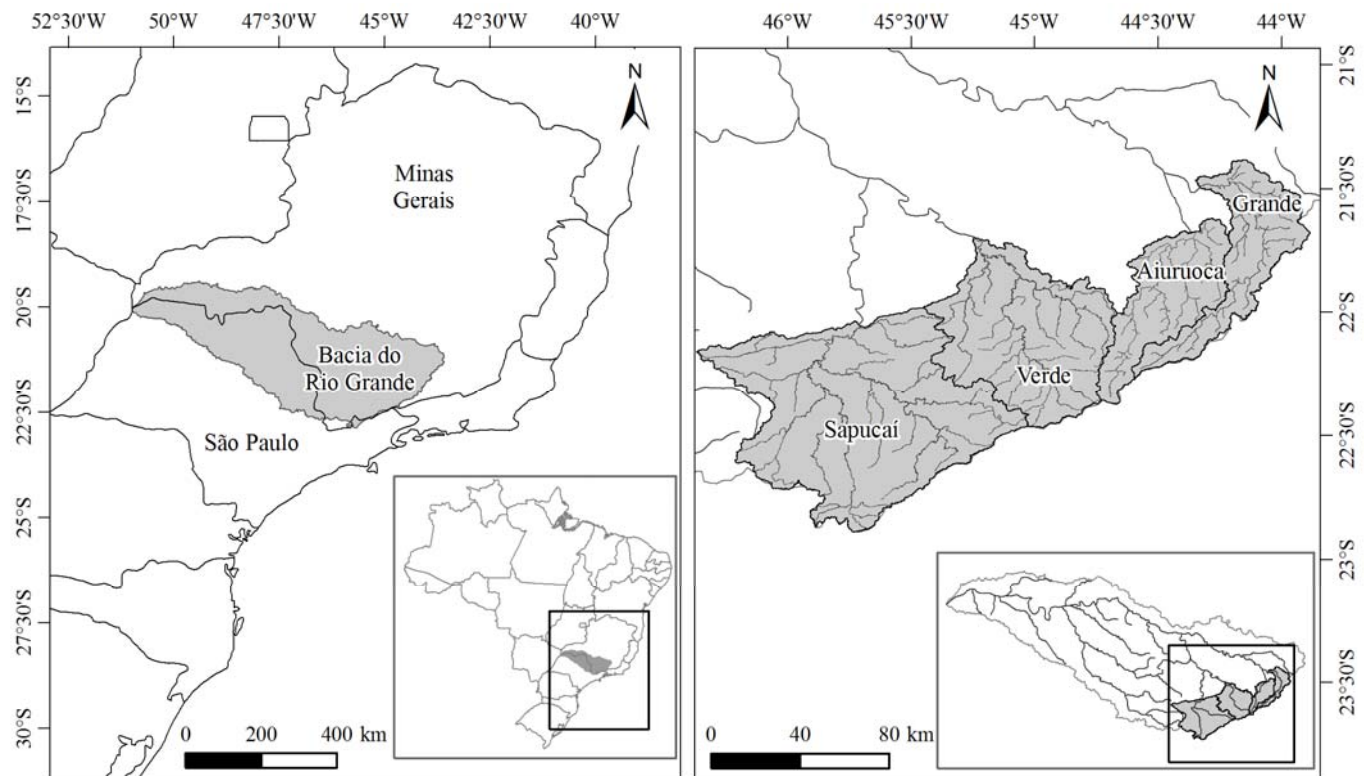


Figura 1 Localização da bacia hidrográfica do rio Grande no território brasileiro (à esquerda) e destaque para as bacias hidrográficas localizadas na sua cabeceira, objeto deste estudo (à direita)

Os rios Aiuruoca, Verde e Sapucaí são afluentes do rio Grande. O rio Grande nasce no estado de Minas Gerais, na serra da Mantiqueira, próximo à divisa com o estado do Rio de Janeiro, no município de Bocaina de Minas. Após percorrer cerca de 1.300 km, recebe a afluência do rio Paranaíba, na divisa entre os estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Minas Gerais, formando o rio Paraná. O rio Paraná percorre cerca de 2.500 km até seu encontro com o rio Uruguai, em território argentino, já próximo à sua foz no Oceano Atlântico, originando o rio da Prata, cuja bacia de drenagem abrange Brasil, Paraguai, Bolívia, Argentina e Uruguai. A bacia hidrográfica do rio da Prata, com destaque para sua hidrografia, países e bacias hidrográficas em estudo, está representada na Figura 2.

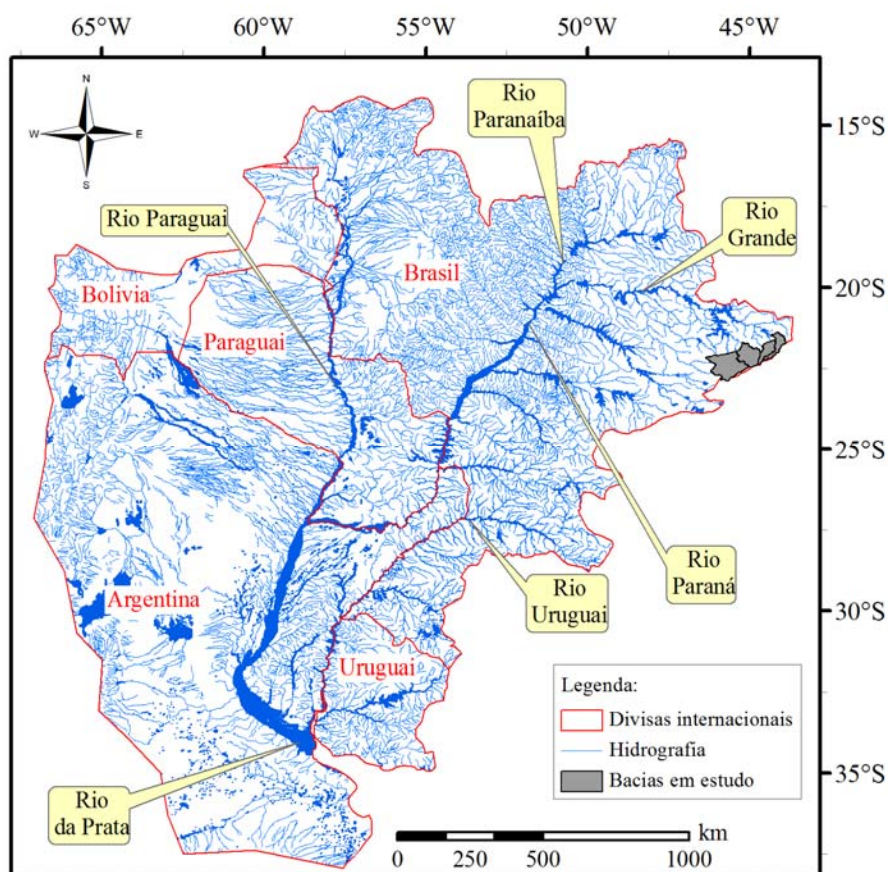


Figura 2 Bacia hidrográfica do rio da Prata, com destaque aos limites internacionais, hidrografia e localização das bacias em estudo

Os deflúvios superficiais gerados nas bacias de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande são de ampla importância no contexto nacional, pois constituem a principal fonte hídrica para atendimento a múltiplos usos em 65 municípios e também por abastecerem os reservatórios das usinas hidrelétricas pertencentes ao complexo hidrelétrico instalado no rio Grande, conforme apresentado na Figura 3.

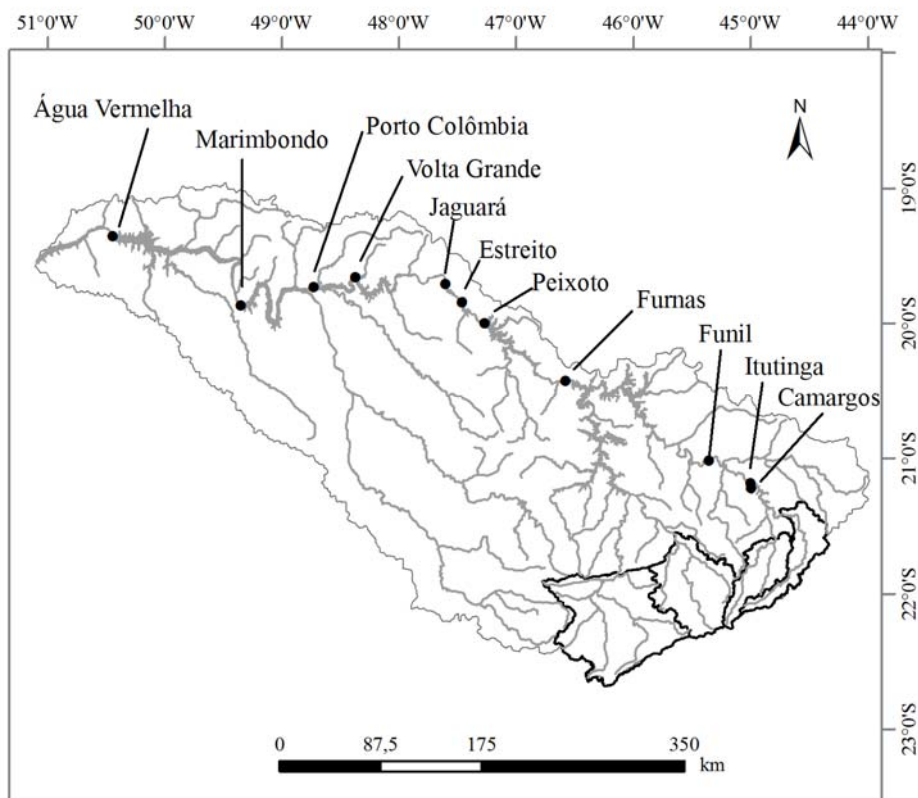


Figura 3 Bacia hidrográfica do rio Grande, com destaque para as principais usinas hidrelétricas (UHE) instaladas, bacias hidrográficas em estudo e hidrografia. Adaptado de Nóbrega et al. (2011)

2.2 Mapas base e dados obtidos na literatura

O modelo digital de elevação do terreno (MDE) da região em estudo, com resolução de 30 metros, foi produzido por interpolação das cartas topográficas digitalizadas do IBGE. Para isso, foi empregada a ferramenta *Topo to Raster*, disponível no SIG ArcGIS 9.2 (ESRI, 2004). O MDE em questão está apresentado na Figura 4.

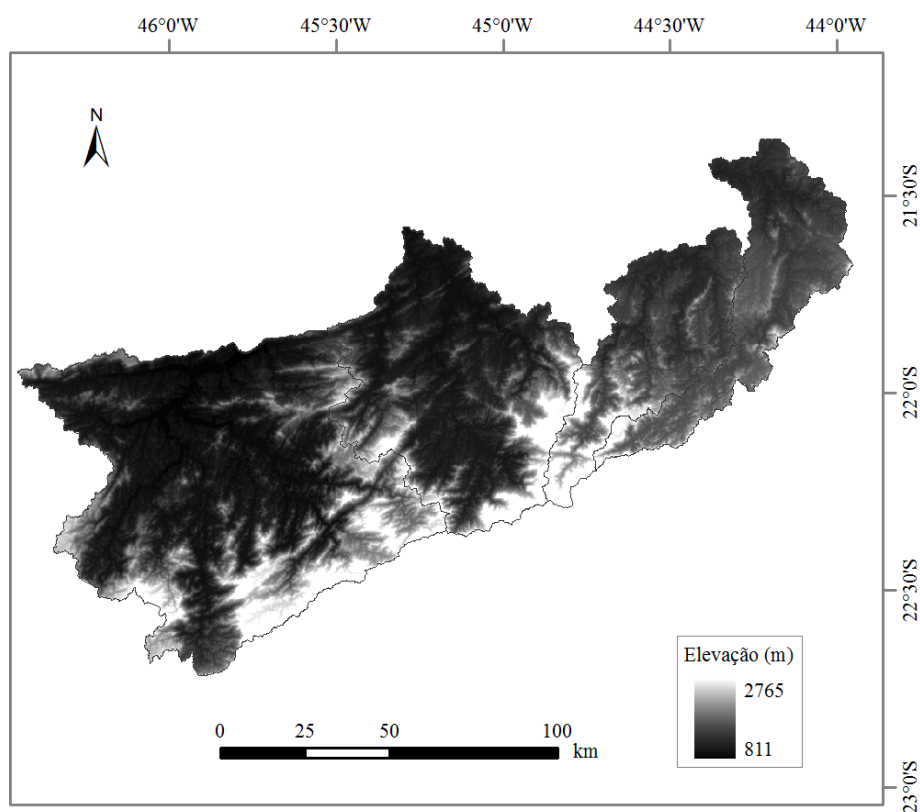


Figura 4 Modelo digital de elevação do terreno

A partir do MDE foram delimitadas as sub-bacias para aplicação do modelo hidrológico LASH e também a hidrografia derivada numericamente. Esse procedimento foi realizado por meio do SIG ArcGIS, conforme descrito por Viola, Mello e Silva (2007). Na Figura 5 estão apresentadas as sub-bacias delimitadas para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, e a hidrografia derivada numericamente.

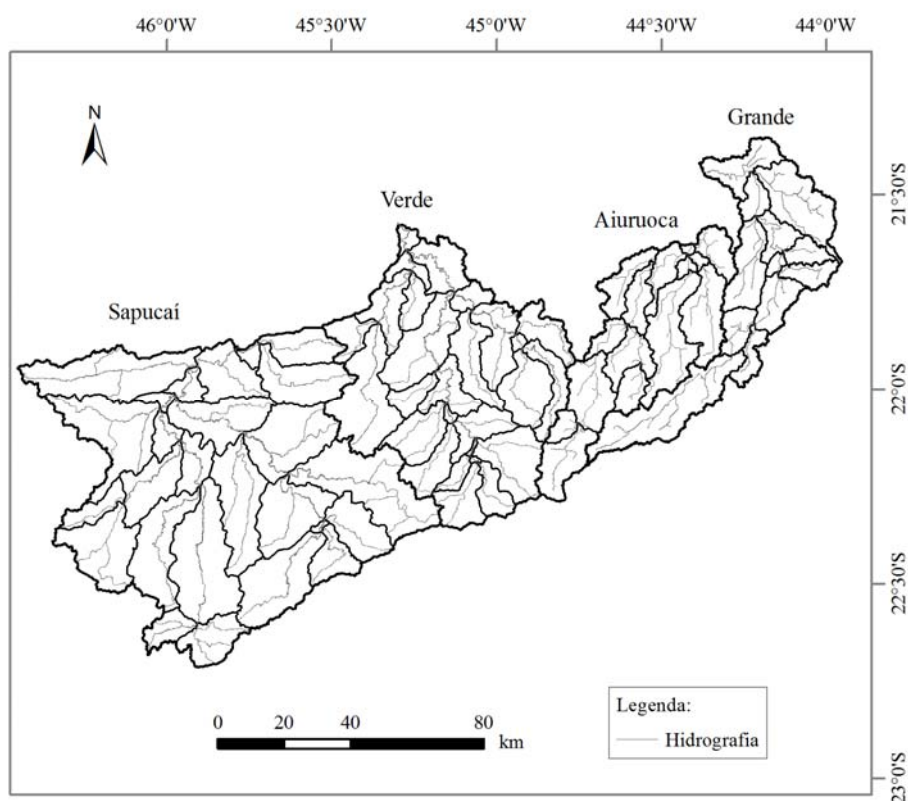


Figura 5 Discretização espacial por sub-bacias para aplicação do modelo LASH nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV

A classificação da cobertura vegetal levou em conta imagens do ano de 2005, obtidas pelo sensor Landsat ETM⁺, utilizando o método de classificação supervisionada da máxima verossimilhança. Para isso, foram coletadas amostras de treinamento considerando oito classes de uso do solo: agricultura, pastagem, floresta nativa, cerrado, eucalipto, água, urbanização e solo exposto. O mapa de uso do solo está apresentado na Figura 6.

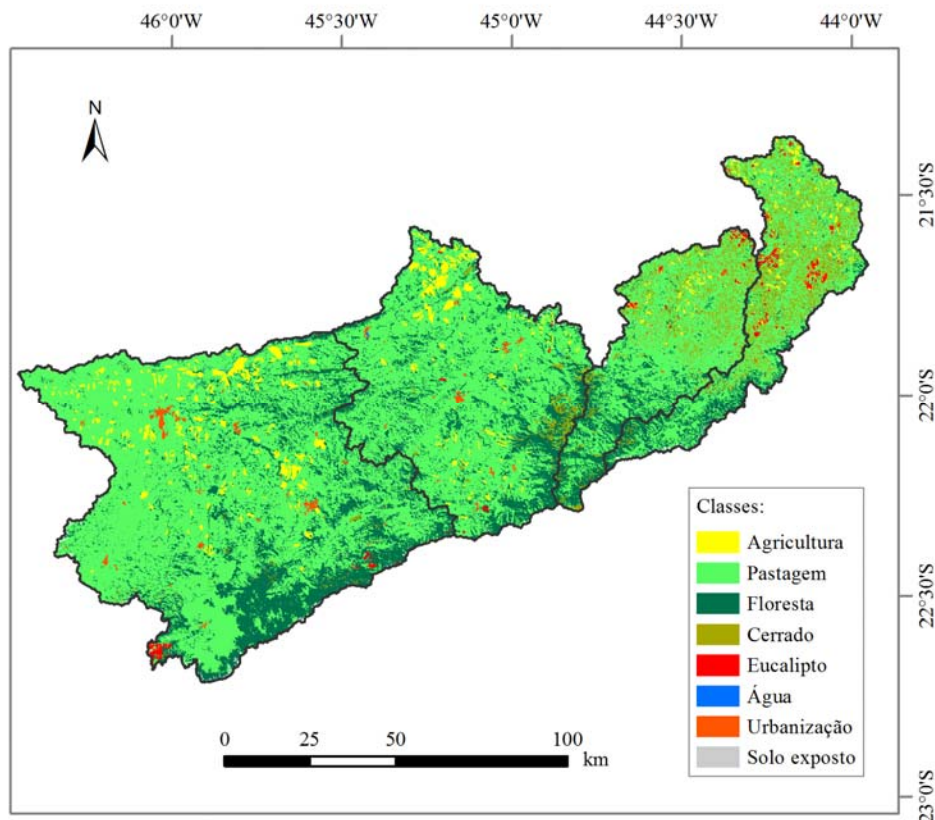


Figura 6 Mapa de uso do solo da região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande, sul de Minas Gerais

O mapa de uso do solo permite a identificação dos parâmetros associados à vegetação requeridos pelo LASH, que são: índice de área foliar, profundidade do sistema radicular, albedo, resistência superficial e altura. Os parâmetros extraídos da literatura, para cada classe de cobertura vegetal, estão apresentados na Tabela 1. Parâmetros que sofrem variação temporal tiveram seus valores modificados ao longo ano. Isto é fundamental para que o modelo seja capaz de capturar diferentes condições de cobertura vegetal, especialmente

em usos agrícolas do solo, nos quais ocorre variação pronunciada (BESKOW, 2009; VIOLA, 2008).

Tabela 1 Parâmetros extraídos da literatura, por classe de cobertura vegetal, e respectivas referências

Cobertura vegetal	IAF (m ² .m ⁻²)	Altura (m)	Albedo	Resistência superficial (s.m ⁻¹)	Profundidade do sistema radicular (mm)
Agricultura	0,3-7,0 ⁽¹⁾	0-1,52 ⁽⁷⁾	0,15-0,20 ⁽⁹⁾	40 ⁽⁸⁾	500 ⁽¹³⁾
Pastagem	1,86-3,99 ⁽²⁾	0,5 ⁽⁸⁾	0,20-0,26 ⁽⁹⁾	70 ⁽⁸⁾	600 ⁽¹⁴⁾
Floresta	6,25 ⁽³⁾	10 ⁽⁸⁾	0,13-0,18 ⁽¹⁰⁾	100 ⁽⁹⁾	2.000 ⁽¹⁵⁾
Cerrado	1,9 ⁽⁴⁾	5 ⁽⁸⁾	0,13-0,18 ⁽¹⁰⁾	150 ⁽¹²⁾	2.000 ⁽¹³⁾
Eucalipto	3,5 ⁽⁵⁾	5 ⁽⁸⁾	0,13-0,18 ⁽¹⁰⁾	100 ⁽⁹⁾	1.500 ⁽¹⁵⁾
Solo exposto	0 ⁽⁶⁾	0 ⁽⁶⁾	0,10-0,35 ⁽⁹⁾	545,3 ⁽¹¹⁾	500 ⁽¹³⁾

¹Zhou et al. (2006); ²Fagundes et al. (2006); ³Marques Filho, Dallarosa e Pachêco (2005); ⁴Kuntschik (2004); ⁵Almeida e Soares (2003); ⁶Beskow (2009); ⁷Manfron et al. (1996); ⁸Collischonn (2001); ⁹Shuttleworth (1993); ¹⁰Miranda et al. (1996); ¹¹Correia, Alvala e Manzi (2004); ¹²Condé (1995); ¹³Viola (2008); ¹⁴Allen et al. (1998); ¹⁵Lima (1986)

A Unidade de Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos do Alto Rio Grande (UPGRH GD1) contempla as bacias dos rios Aiuruoca e Grande, e conta com reconhecimento de alta intensidade de solos realizado por Araújo (2006). De acordo com esse autor, ocorrem na área as seguintes classes de solo: Cambissolo, Latossolo, Neossolo Litólico e Neossolo Flúvico. Na Figura 7 está apresentado o mapa de solos para as bacias dos rios Aiuruoca e Grande, adaptado do citado autor.

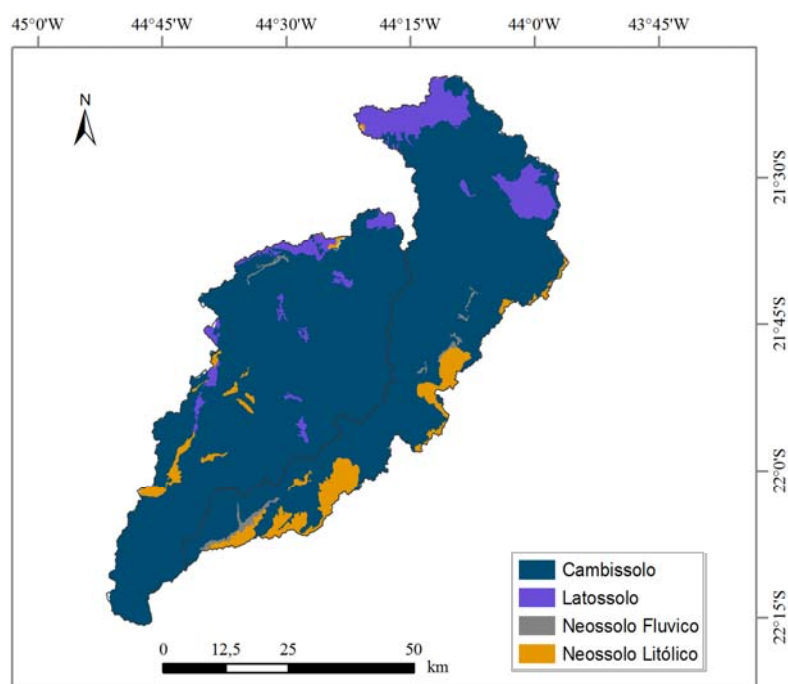


Figura 7 Mapa de solos das bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca e Grande

Para as bacias hidrográficas dos rios Verde e Sapucaí foi utilizado o mapa de solos disponibilizado pelo Zoneamento Ecológico Econômico do Estado de Minas Gerais (CURI et al., 2008), o qual está apresentado na Figura 8.

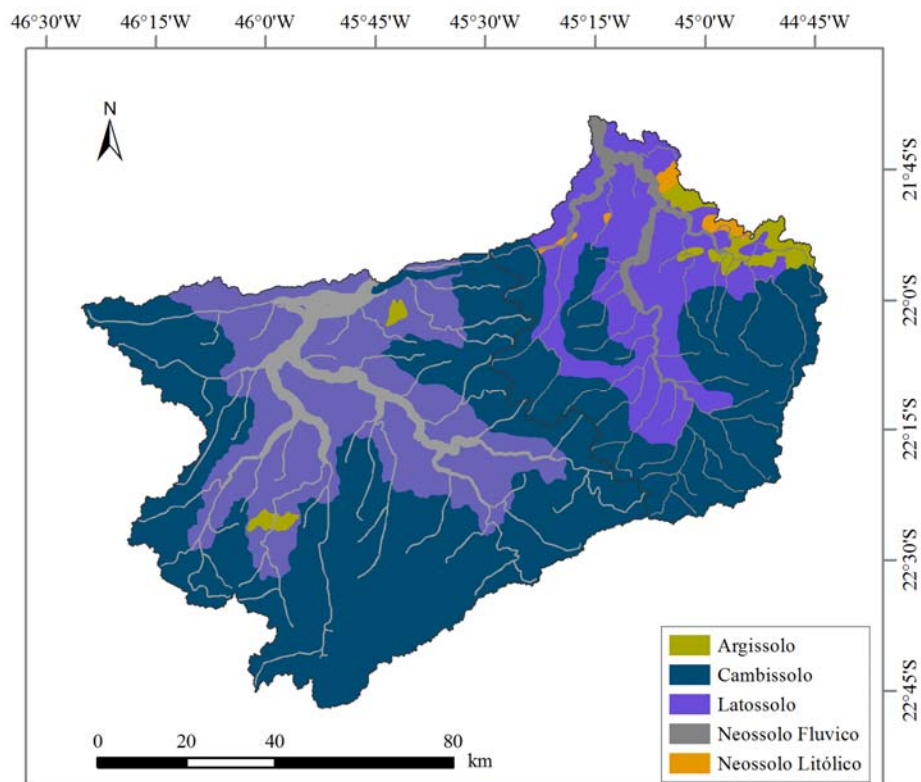


Figura 8 Mapa de solos das bacias hidrográficas dos rios Sapucaí e Verde

A capacidade de armazenamento de água, por classe de solo (A_m), foi obtida de estudos prévios sobre os solos da região, realizados por Gomes (2005) e Junqueira Júnior (2006). No âmbito da simulação hidrológica, A_m corresponde ao armazenamento compreendido entre as umidades de saturação (θ_s) e ponto de murcha permanente (θ_{PMP}) (COLLISCHONN, 2001). Na Tabela 2 estão apresentados os valores de A_m , em mm cm^{-1} .

Tabela 2 Capacidade de armazenamento de água no solo (A_m) obtida da literatura

Classe de solo	Fonte	A_m (mm cm ⁻¹)
Argissolo	Junqueira Júnior (2006) ⁽¹⁾	3,88
Cambissolo	Junqueira Júnior (2006) ⁽¹⁾	4,19
Latossolo	Gomes (2005) ⁽¹⁾	3,33
Neossolo Litólico	Rawls et al. (1993) ⁽¹⁾	3,9
Neossolo Flúvico	Junqueira Júnior (2006)	3,91

¹ Valor inferido a partir de informações contidas no referido trabalho

2.3 Base de dados hidroclimatológicos para o modelo LASH

O banco de dados de precipitação consistiu em séries históricas diárias de 40 postos pluviométricos do período compreendido entre 1990 e 2003, obtidas junto ao Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb) da Agência Nacional de Águas (ANA). As informações básicas sobre os postos pluviométricos utilizados estão apresentadas na Tabela 3.

Tabela 3 Longitude e latitude, em graus, altitude, em metros, e demais informações básicas dos postos pluviométricos utilizados

Nome (código)	Operadora	Lat.	Long.	Alt.
Aiuruoca (2144018)	IGAM	-21,977	-44,603	966
Alagoa (2244065)	IGAM	-22,170	-44,637	1036
Andrelândia (2144019)	IGAM	-21,735	-44,313	897
Baependi (2144004)	IGAM	-21,952	-44,881	880
Bairro do Analdino (2245084)	IGAM	-22,565	-45,884	880
Bairro Santa Cruz (2245087)	IGAM	-22,407	-45,215	1085
Beira de Santa Rita (2246047)	CPRM	-22,023	-46,304	1140
Bom Jardim de Minas (2144001)	IGAM	-21,948	-44,194	1075
Borda da Mata (2246127)	IGAM	-22,277	-46,164	905
Brasópolis (2245070)	IGAM	-22,471	-45,622	880
Careaçu (2245074)	IGAM	-22,054	-45,699	800
Carvalhos (2144025)	IGAM	-21,998	-44,464	1087
Conceição das Pedras (2245090)	IGAM	-22,162	-45,458	536
Conceição do Ibitipoca (2143011)	CPRM	-21,758	-43,918	970
Conceição do Rio Verde (2145001)	IGAM	-21,887	-45,079	850
Cristina (2245065)	IGAM	-22,210	-45,266	990
Cruzília (2144037)	IGAM	-21,835	-44,801	
Fazenda da Guarda (2245010)	IGAM	-22,689	-45,481	1501
Fazenda Juca Casimiro (2145008)	IGAM	-21,870	-45,263	843
Fazenda Laranjeiras (2144021)	IGAM	-21,675	-44,341	905
Ibertioga (2143008)	IGAM	-21,394	-43,961	980
Itanhandu (2244068)	IGAM	-22,294	-44,939	886

Tabela 3, conclusão

Nome (código)	Operadora	Lat.	Long.	Alt.
Madre de Deus de Minas (2144007)	IGAM	-21,492	-44,326	875
Maria da Fé (2245088)	IGAM	-22,315	-45,373	1200
Mirantão (2244058)	CPRM	-22,339	-44,591	1070
Pedreira (Pacapau) (2244064)	IGAM	-22,026	-44,174	1230
Pico do Itapeva (22450258)	FCTH/ DAEE-SP	-22,767	-45,517	1840
Ponte do Costa (2244057)	IGAM	-22,128	-44,408	1153
Ponte do Rodriguez (2245086)	IGAM	-22,354	-45,855	876
Pouso Alto (2244071)	IGAM	-22,199	-44,973	876
São Bento do Sapucaí (2245011)	IGAM	-22,686	-45,735	895
São João do Itajubá (2245083)	IGAM	-22,376	-45,447	845
São Vicente de Minas (2144010)	IGAM	-21,700	-44,439	970
Sapucaí Mirim (2245104)	IGAM	-22,745	-45,745	880
Tabuão (2444016)	IGAM	-21,987	-44,032	945
Três Corações (2145003)	IGAM	-21,721	-45,264	841
Usina Congonhal (2244054)	IGAM	-22,121	-44,843	1150
Usina do Chicão (2145009)	IGAM	-21,919	-45,479	892
Vargem do Cervo (2245085)	IGAM	-22,116	-45,918	815
Virgínia (2245080)	IGAM	-22,338	-45,091	930

Os dados de vazão média diária monitorados pelo IGAM foram obtidos junto ao HidroWeb/ANA. Foram selecionados os postos fluviométricos de Fazenda Laranjeiras, Madre de Deus de Minas, Careçu e Três Corações, nos

rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente, determinando a seção de controle das bacias em estudo. Estão apresentadas na Tabela 5 as suas principais informações.

Tabela 5 Principais informações dos postos fluviométricos

Nome	Código	Operadora	Latitude	Longitude
Fazenda Laranjeiras	61060000	IGAM	-21,676	-44,343
Madre de Deus de Minas	61012000	IGAM	-21,492	-44,327
Careaçu	61410000	IGAM	-22,054	-45,699
Três Corações	61510000	IGAM	-21,703	-45,248

Os dados climáticos foram disponibilizados pelo Quinto Distrito de Meteorologia do Instituto Nacional de Meteorologia (5° DISME/INMET) e referem-se às estações meteorológicas de São Lourenço, Machado e Lavras. Os elementos climáticos disponibilizados foram: insolação, precipitação, pressão atmosférica, umidade relativa, velocidade do vento e temperaturas máxima, média e mínima.

Apresenta-se, na Figura 9, a localização das estações meteorológicas, postos pluviométricos e fluviométricos, com destaque para as bacias hidrográficas em estudo e hidrografia.

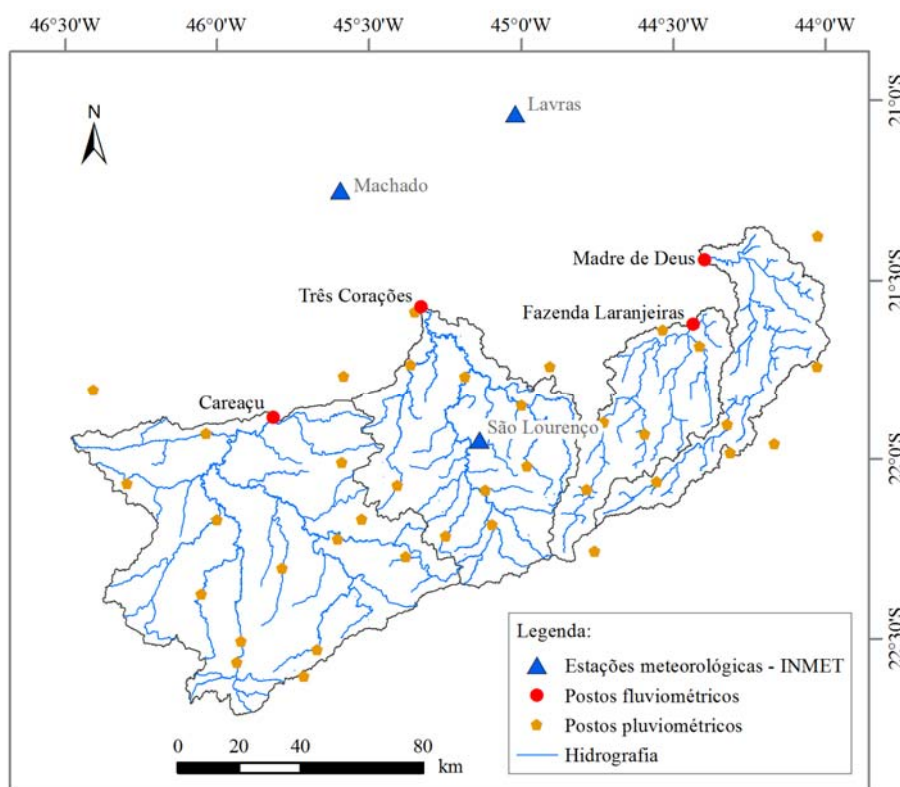


Figura 9 Localização das estações meteorológicas e dos postos pluviométricos e fluviométricos utilizados no estudo

A metodologia adotada para a estimativa da precipitação e evapotranspiração média diária foi a dos polígonos de Thiessen. Nela, a média espacial é calculada a partir da ponderação da variável em estudo pela área de influência dos polígonos. Embora apresente a limitação de não considerar o efeito da orografia, sua utilização foi motivada pela possibilidade de aplicação automática a longas séries históricas. Essa metodologia é bastante aceita e aplicada à hidrologia, conforme Mello et al. (2008), Tucci (2005) e Viola (2008).

Nas Figuras 10 e 11 estão apresentados os mapas com a aplicação dos polígonos de Thiessen para a ponderação da precipitação média e evapotranspiração, respectivamente, nas bacias hidrográficas estudadas.

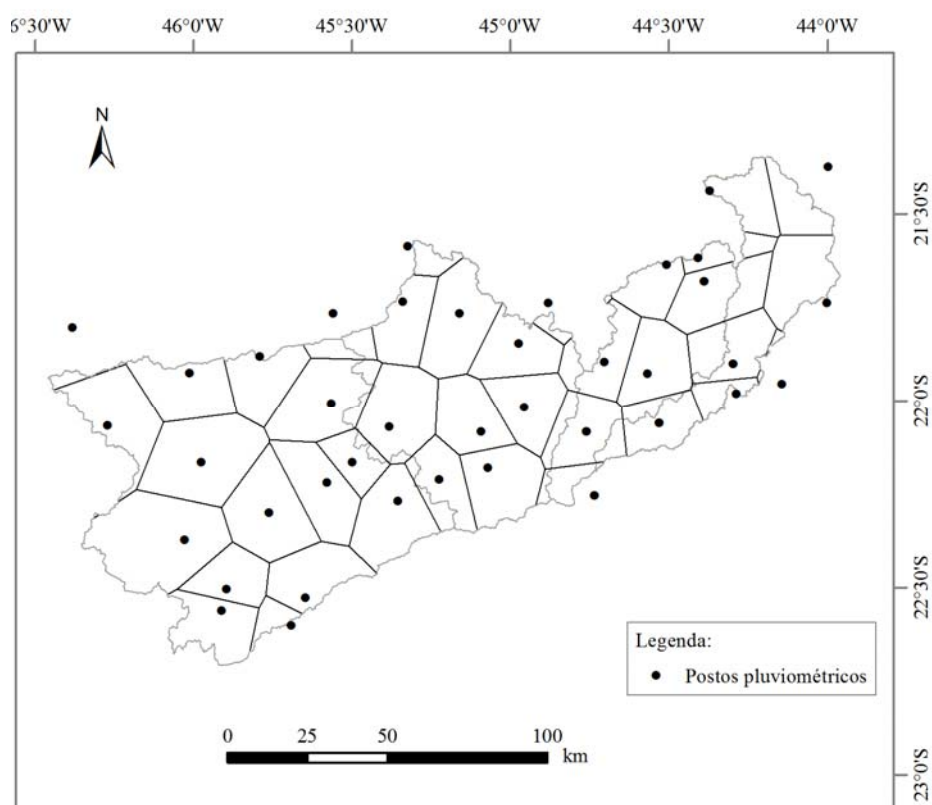


Figura 10 Polígonos de Thiessen caracterizados para a estimativa da precipitação média espacial nas bacias hidrográficas estudadas

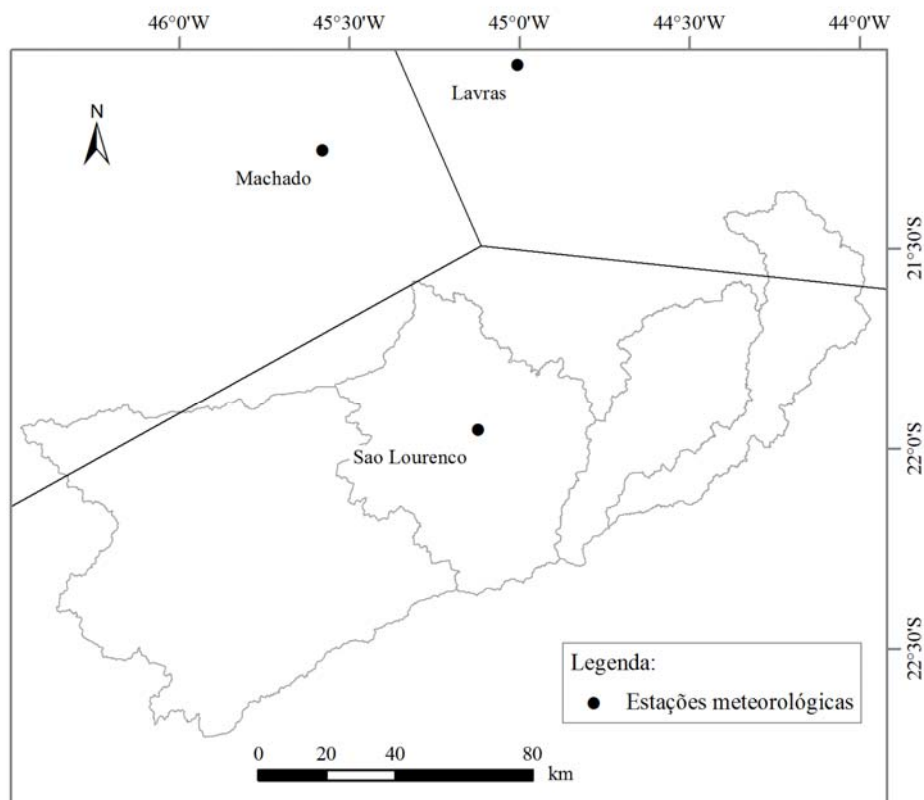


Figura 11 Polígonos de Thiessen caracterizados para a estimativa da evapotranspiração média espacial nas bacias hidrográficas trabalhadas

2.4 O modelo hidrológico LASH

Para a condução das simulações hidrológicas deste estudo foi aplicada uma versão do modelo hidrológico *Lavras Simulation of Hydrology* (LASH), originalmente elaborado por Mello et al. (2008) e Viola (2008) e aperfeiçoado por Beskow (2009), Beskow et al. (2011) e Beskow, Mello e Norton (2011). Esta versão do modelo LASH distinguiu-se daquela aplicada por Viola (2008) para as bacias hidrográficas BRA e BRG-MD, pela introdução da metodologia

de Penman-Monteith no módulo de evapotranspiração. Esta modificação teve por objetivo melhorar a confiabilidade do ciclo vertical simulado pelo LASH, que na versão anterior, considerava uma metodologia simplificada, devido à indisponibilidade de séries climáticas completas. O modelo LASH tem sido aplicado a diferentes bacias hidrográficas da região sul de Minas Gerais, tendo sido obtidos bons resultados no tocante à sua acurácia na simulação do escoamento. A versão desenvolvida é caracterizada por simulação contínua de vazões com passo diário ou mensal e discretização espacial distribuída por sub-bacias hidrográficas. As calibrações com passo diário e mensal tiveram por objetivo avaliar os possíveis impactos hidrológicos associados a cenários tendenciais de usos do solo e de mudanças climáticas, respectivamente.

O modelo LASH consiste de um modelo semiconceitual, baseado em outros modelos hidrológicos, notadamente o CN-SCS modificado por Mishra et al. (2003), MGB-IPH (COLLISHONN, 2001) e Muskingum-Cunge Linear (TUCCI, 2005). Nele, a modelagem é dividida em três módulos básicos. (a) No primeiro, estimam-se as lâminas de escoamento superficial direto (D_{SUP}), subsuperficial (D_{SS}) e subterrâneo (D_B). (b) O segundo simula o retardamento dos escoamentos nas sub-bacias através de reservatórios lineares e estimativas de tempos de residência da água em cada módulo. (c) As vazões são propagadas na rede de drenagem através de um modelo vazão-vazão; no caso, foi aplicado o modelo Muskingum-Cunge Linear, o qual também tem sido aplicado aos modelos MGB-IPH e SWAT.

A quantificação do armazenamento de água no solo (A_t) é realizada a cada passo do modelo hidrológico, conforme apresentado na equação 1:

$$A_{t+1} = A_t + (P - D_{SUP} - D_{SS} - D_B - ET) \cdot \Delta t \quad (1)$$

em que A_{t+1} é o armazenamento de água no solo no tempo $t+1$; A_t é o armazenamento no tempo anterior t ; P é a precipitação descontada a interceptação; D_{SUP} é a lâmina de escoamento superficial; D_{SS} é a lâmina de escoamento subsuperficial; D_B é a lâmina de escoamento subterrâneo; ET é a evapotranspiração e Δt é o intervalo ou passo de simulação. Todos os componentes estão expressos em mm.

Com o início da precipitação, a lâmina precipitada fica retida na cobertura vegetal até que a capacidade máxima do reservatório de interceptação seja alcançada (I_{max}). O cálculo de I_{max} considera a capacidade de armazenamento como função linear do índice de área foliar (ALMEIDA et al., 2007; COLLISCHONN, 2001; COLLISCHON et al., 2007; MELLO et al., 2008; ZHOU et al., 2006). O modelo LASH utiliza a equação de Penman-Monteith para calcular a evaporação da lâmina interceptada a cada intervalo de tempo (BESKOW, 2009).

$$I_{max} = \alpha \cdot IAF \quad (2)$$

em que α é o coeficiente de interceptação, assumido fixo e igual a 0,2 mm (COLLISCHON et al., 2007; DICKINSON, 1984; WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994) e IAF é o índice de área foliar ($m^2 m^{-2}$).

O modelo curva-número (CN-SCS) modificado por Mishra et al. (2003) foi utilizado no cálculo do escoamento superficial (D_{SUP}). A modificação consiste em aperfeiçoar a relação entre a abstração inicial (I_a) e o potencial de armazenamento de água no solo (S), pela consideração da umidade antecedente (M) como função da precipitação acumulada nos últimos 5 dias (P_5).

$$D_{SUP} = \frac{(P - I_a) \cdot (P - I_a + M)}{P - I_a + M + S} \quad (3)$$

em que P é a precipitação (mm dia^{-1}); I_a é a abstração inicial da precipitação (mm), M é a umidade antecedente (mm) e S é o potencial de armazenamento de água no solo (mm).

$$M = 0,5 \cdot \left(-(1 + \lambda) \cdot S + \sqrt{(1 - \lambda)^2 \cdot S^2 + 4 \cdot P_5 \cdot S} \right) \quad (4)$$

em que λ é o coeficiente de abstração inicial (adimensional) e P_5 é a precipitação acumulada nos últimos 5 dias (mm). Segundo Mello et al. (2003) e Mishra e Waylen (2006), o parâmetro abstração inicial (λ) pode variar de 0 a 0,5 sendo, portanto, considerado como calibrável no modelo LASH.

$$I_a = \frac{\lambda \cdot S^2}{S + M} \quad (5)$$

$$S = (\theta_s - \theta_0) \cdot h \quad (6)$$

em que θ_s é a umidade de saturação ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), θ_0 é a umidade atual ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) e h representa a profundidade de controle no balanço hídrico (mm).

$$A_m = (\theta_s - \theta_{\text{PMP}}) \cdot h \quad (7)$$

em que A_m é a capacidade máxima de armazenamento de água no solo (mm) e θ_{pmp} corresponde ao teor de umidade do ponto de murcha permanente ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$).

$$S = A_m - A_t \quad (8)$$

em que A_t corresponde ao armazenamento atual de água no solo (mm).

A estimativa do escoamento subsuperficial (D_{SS}) foi realizada conforme proposto por Rawls et al. (1993) e utilizado nos modelos VIC-2L (LOHMANN et al., 1998), MGB-IPH (COLLISCHONN, 2001) e DHSVM (WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994), consistindo de uma adaptação da equação de Brooks & Corey:

$$D_{SS} = K_{SS} \cdot \left(\frac{A_t - A_{cc}}{A_m - A_{cc}} \right)^{\left(3 + \frac{2}{m}\right)} \quad \text{se} \quad A_t \geq A_{cc} \quad (9)$$

$$D_{SS} = 0 \quad \text{se} \quad A_t < A_{cc} \quad (10)$$

em que K_{SS} é um parâmetro calibrável que representa a condutividade hidráulica do reservatório subsuperficial (mm dia^{-1}); m é o índice de porosidade do solo, considerado fixo e igual a 0,4 (COLLISCHONN et al., 2007); A_{cc} representa o armazenamento mínimo a partir do qual ocorre escoamento subsuperficial, fixado em 10% de A_m (COLLISCHONN, 2001, 2006; RIBEIRO NETO, 2006).

A estimativa do escoamento subterrâneo (D_B) seguiu temática semelhante ao subsuperficial:

$$D_B = K_B \cdot \left(\frac{A_t - A_c}{A_m - A_c} \right) \quad \text{se} \quad A_t \geq A_c \quad (11)$$

$$D_B = 0 \quad \text{se} \quad A_t < A_c \quad (12)$$

em que K_B é um parâmetro calibrável que representa a condutividade hidráulica saturada no reservatório subterrâneo (mm dia^{-1}) e A_c corresponde ao

armazenamento mínimo do solo a partir do qual ocorre escoamento subterrâneo (mm), fixado em 1% de A_m (BESKOW, 2009; MELLO et al., 2008).

A obtenção da evapotranspiração foi realizada pela equação de Penman-Monteith, levando-se em consideração as características de cada cobertura vegetal, como o albedo, altura e resistência superficial. Os parâmetros envolvidos na estimativa da evapotranspiração foram calculados conforme descrito por Allen et al. (1998).

$$ET = \left(\frac{\Delta \cdot (R_L - G) + \rho_A \cdot c_p \cdot ((e_s - e_d) \cdot r_a^{-1})}{\Delta + \gamma \cdot (1 + (r_s \cdot r_a^{-1}))} \right) \cdot (\lambda_1 \cdot \rho_w)^{-1} \cdot fc \quad (13)$$

em que λ_1 é o calor latente de vaporização (MJ kg^{-1}); Δ é a taxa de variação da pressão de saturação de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); R_L é a radiação líquida ($\text{MJ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$); G é o fluxo de energia para o solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$); ρ_A é a massa específica do ar (kg m^{-3}); ρ_w é a massa específica da água (kg m^{-3}); c_p é o calor específico do ar úmido ($\text{MJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$); e_s é a pressão de saturação de vapor d'água (kPa); e_d é a pressão de vapor de água (kPa); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); r_s é a resistência superficial (s m^{-1}); r_a é a resistência aerodinâmica (s m^{-1}) e fc é o fator de conversão de unidades de m s^{-1} para mm dia^{-1} .

O efeito do decréscimo do teor de água no solo sobre a evapotranspiração levou em consideração um coeficiente de umidade do solo (k_s) adimensional, conforme descrito por Viola et al. (2009). Sua formulação considera que a evapotranspiração reduz-se exponencialmente a partir de um limite crítico de armazenamento de água no solo (A_L), em mm, sendo o limiar inferior correspondente ao armazenamento do ponto de murcha permanente (A_{pmp}), em mm. Shuttleworth (1993) sugere valores para A_{pmp} e A_L de 10% e 50% de A_m , respectivamente.

$$k_s = \frac{\text{Ln}(A_t - A_{\text{pmp}})}{\text{Ln}(A_L - A_{\text{pmp}})} \quad \text{se} \quad A_t < A_L \quad (14)$$

$$k_s = 1 \quad \text{se} \quad A_t \geq A_L \quad (15)$$

Tendo sido quantificados D_{SUP} , D_{SS} e D_{B} , o modelo converte cada componente do escoamento em vazão, empregando três reservatórios lineares em cada sub-bacia: o superficial, subsuperficial e subterrâneo (COLLISCHONN, 2001; TUCCI, 2005). Isto é necessário para simular o efeito de retardamento dos diferentes componentes do escoamento nas sub-bacias, antes de atingir a rede de drenagem. Embora o método de reservatórios lineares seja uma abordagem simplificada do processo hidrológico envolvido, sua aplicação a estudos dessa natureza tem apresentado resultados satisfatórios (BESKOW, 2009; COLLISCHONN et al., 2007; MELLO et al., 2008; ZHOU et al., 2006). A vazão de saída dos reservatórios lineares superficial, subsuperficial e subterrâneo é dada por:

$$Q_{\text{SUP}} = \frac{D_{\text{sup}} \cdot A_{\text{sub-bacia}}}{C_{\text{sup}} \cdot T_c} = \frac{V_{\text{SUP}}}{C_{\text{SUP}} \cdot T_c} \quad (16)$$

$$Q_{\text{SS}} = \frac{D_{\text{ss}} \cdot A_{\text{sub-bacia}}}{C_{\text{SS}} \cdot T_c} = \frac{V_{\text{SS}}}{C_{\text{SS}} \cdot T_c} \quad (17)$$

$$Q_{\text{B}} = \frac{D_{\text{B}} \cdot A_{\text{sub-bacia}}}{T_b} = \frac{V_{\text{B}}}{T_{\text{B}}} \quad (18)$$

em que Q_{SUP} , Q_{SS} e Q_B são as vazões de saída dos reservatórios superficial, subsuperficial e subterrâneo ($m^3 s^{-1}$), respectivamente; $A_{sub-bacia}$ corresponde à área de drenagem de cada sub-bacia derivada do modelo digital de elevação (m^2); V_{SUP} , V_{SS} e V_B representam o volume nos reservatórios superficial, subsuperficial e subterrâneo (m^3), respectivamente; T_C representa o tempo de concentração (s) e pode ser estimado por diferentes métodos; T_B corresponde ao tempo de recessão do hidrograma observado ou inverso do parâmetro α de recessão (s) e C_{SUP} e C_{SS} são parâmetros de calibração da propagação dos reservatórios superficial e subsuperficial (adimensionais). Os parâmetros calibráveis C_{SUP} e C_{SS} são introduzidos devido às incertezas associadas ao cálculo do tempo de concentração. Para o escoamento subterrâneo, este parâmetro não é necessário, devido à possibilidade de análise de seu comportamento por meio de um período de recessão no hidrograma observado. A vazão simulada a cada passo do modelo hidrológico, por sub-bacia, é então obtida pela soma das vazões de saída dos reservatórios superficial, subsuperficial e subterrâneo. Para propagação na rede de drenagem é utilizado o modelo Muskingum-Cunge Linear. Esse modelo considera características do escoamento nos canais, como largura, declividade, rugosidade do leito, celeridade e vazão de referência. Sua estrutura, na forma descrita por Tucci (2005), é expressa por:

$$Q_s^t = C_1 \cdot Q_e^{t-1} + C_2 \cdot Q_e^t + C_3 \cdot Q_s^{t-1} \quad (19)$$

em que Q_s refere-se às vazões de saída do trecho de propagação ($m^3 s^{-1}$) nos intervalos de tempo atual (t) e anterior (t-1); Q_e representa a vazão de entrada no trecho ($m^3 s^{-1}$) nos intervalos de tempo atual (t) e anterior (t-1); C_1 , C_2 e C_3 são constantes de propagação (adimensionais).

2.5 Calibração, validação e análise de sensibilidade

A modelagem hidrológica foi desenvolvida entre os anos de 1990 e 2003, tendo sido aplicado o período de 1990 a 1997 para a calibração do modelo hidrológico e o de 1998 a 2003 para a sua validação. Como, no início da simulação, ocorrem incertezas associadas ao desconhecimento das condições hidrológicas iniciais, especialmente na umidade inicial do solo, justifica-se a introdução de um período para aquecimento do modelo (MELLO et al., 2008; STACKELBERG et al., 2007; ZHANG et al., 2007). Nesse sentido, os anos de 1990 e de 1997 foram reservados para o aquecimento nas etapas de calibração e validação, respectivamente.

O método de calibração automático visando à maximização do coeficiente estatístico Nash-Sutcliffe (NASH; SUTCLIFFE, 1970) foi aplicado para o ajuste dos cinco parâmetros calibráveis presentes na versão do modelo hidrológico LASH utilizada neste estudo (K_{SS} , K_B , C_{SUP} , C_{SS} e λ), conforme descrito por Mello et al. (2008). Apresenta-se, na Tabela 6, a faixa de valores associada a cada parâmetro e respectiva referência.

Tabela 6 Faixa de variação dos parâmetros calibráveis e respectivas fontes

Parâmetro	Faixa	Referência
λ	0 a 0,5	Mishra et al. (2003)
K_{SS} (mm dia ⁻¹)	0 a 182,4	Rawls et al. (1993)
K_B (mm dia ⁻¹)	0 a 6	Beskow (2009)
C_{SUP}	$C_{SUP} < C_{SS}$	Mello et al. (2008)
C_{SS}	$C_{SUP} < C_{SS}$	Mello et al. (2008)

Para avaliar a eficácia da simulação foram aplicadas os seguintes coeficientes estatísticos: a) coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS}) e sua versão logarítmica ($\log(C_{NS})$) (NASH; SUTCLIFFE, 1970); b) coeficiente de determinação (R^2) (LEGATES; MCCABE, 1999); c) relação entre volumes observados e calculados (Δ_v) (COLLISCHONN, 2001) e d) desvio entre vazões observadas e simuladas (D) (LIEW; ARNOLD; GARBRECHT, 2003). Na sequência, estão apresentadas suas formulações, em que Q_{OBS} e Q_{CALC} referem-se às vazões observadas e calculadas, respectivamente, em $m^3 s^{-1}$.

a) Coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS}) (adimensional):

De acordo com Zhang et al. (2007), o valor do coeficiente Nash-Sutcliffe indica o ajustamento dos dados simulados aos observados na reta 1:1, podendo variar de $-\infty$ a 1. O C_{NS} está associado à eficiência de estimativa de vazões de pico do hidrograma. Moriasi et al. (2007) apresentaram a seguinte classificação para este coeficiente, utilizando passo diário de simulação: $C_{NS} > 0,65$ o modelo é considerado muito bom; $0,54 < C_{NS} < 0,65$ o modelo é considerado bom e entre 0,5 e 0,54, satisfatório. Para intervalos mensais, Moriasi et al. (2007) classificam o C_{NS} aplicado da seguinte forma: $0,75 < C_{NS} < 1,00$, muito bom; $0,65 < C_{NS} < 0,75$, bom; $0,5 < C_{NS} < 0,65$, satisfatório e abaixo de 0,5, inadequado. Segundo Zaapa (2002), valores de C_{NS} acima de 0,5 qualificam o modelo para simulação.

$$C_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{OBSi} - Q_{CALCi})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{OBSi} - \overline{Q_{OBS}})^2} \quad (20)$$

$$\log(C_{NS}) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\log(Q_{OBSi}) - \log(Q_{CALCi}))^2}{\sum_{i=1}^N (\log(Q_{OBSi}) - \overline{\log(Q_{OBSi})})^2} \quad (21)$$

b) Coeficiente de determinação (R^2) (adimensional):

O valor de R^2 , de acordo com Legates e McCabe (1999), é um indicador da correlação entre os valores observados e simulados, com amplitude de variação entre 0 e 1, em que o valor 1 indica um ajuste perfeito. Esse coeficiente é considerado uma das estatísticas mais sensíveis a valores extremos e muito pouco sensível a diferenças proporcionais entre séries observadas e simuladas (LEGATES; MCCABE, 1999). Moriasi et al. (2007) consideram valores de R^2 acima de 0,5 como aceitáveis.

$$R^2 = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{OBSi} - \overline{Q_{OBS}}) \cdot (Q_{CALCi} - \overline{Q_{CALC}})}{\left[\sum_{i=1}^N (Q_{OBSi} - \overline{Q_{OBS}})^2 \right]^{0,5} \cdot \left[\sum_{i=1}^N (Q_{CALCi} - \overline{Q_{CALC}})^2 \right]^{0,5}} \right\} \quad (22)$$

c) Relação entre volumes observados e calculados (Δ_V) (adimensional):

A relação entre volumes medidos e calculados expressa a diferença relativa entre o somatório de vazões calculadas e observadas, o que, de acordo com Collischonn (2001), indica a acurácia do modelo na estimativa dos volumes relacionados ao balanço hídrico.

$$\Delta_v = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{\text{CALC}_i}) - \sum_{i=1}^N (Q_{\text{OBS}_i})}{\sum_{i=1}^N (Q_{\text{OBS}_i})} \quad (23)$$

d) Desvio entre vazões observadas e simuladas (D), em %:

O valor de D significa a tendência média das estimativas produzidas pelo modelo e, quando positivo, expressa tendência de superestimativa e, quando negativo, de subestimativa. Liew, Arnold e Garbrecht (2003) apresentam os seguintes intervalos e respectivas interpretações de D: < 10%, muito bom; entre 10% e 15%, bom; entre 15% e 25%, satisfatório e > 25%, o modelo produz estimativas inadequadas no tocante à tendência.

$$D(\%) = \frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{Q_{\text{estimado}(i)} - Q_{\text{obs}(i)}}{Q_{\text{obs}(i)}} \right)}{N} \cdot 100 \quad (24)$$

As incertezas envolvendo a simulação hidrológica são causadas, basicamente, por erros nas variáveis de entrada, limitação da estrutura do modelo e, principalmente, por incerteza na estimativa dos parâmetros (TUCCI, 2005). A análise de sensibilidade proporciona o conhecimento da influência do parâmetro sobre a resposta do modelo, possibilitando a racionalização de etapas de calibração, bem como a fixação de parâmetros aos quais o modelo é pouco sensível. Essa análise foi realizada conforme sugerido por Collischonn (2001), o qual estabeleceu como valor de referência aos parâmetros os obtidos na etapa de calibração, gerando a sensibilidade do modelo à variação dos parâmetros por meio da alteração individual no valor de cada parâmetro, de -0,2 a 3 vezes o

valor de referência, e checando as alterações provocadas nos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\log(C_{NS})$.

Complementarmente às análises de acurácia do modelo hidrológico, foram avaliados os principais componentes do ciclo hidrológico simulado pelo modelo LASH, com destaque para a interceptação, a evapotranspiração, a variação do armazenamento de água no solo e aos escoamentos subterrâneo, subsuperficial e superficial direto. Esse tipo de análise é importante para caracterizar o modelo hidrológico e validar os resultados obtidos na simulação e ela ainda não foi aplicada em versões prévias do LASH. Concomitantemente, para a calibração com passo diário, foram avaliadas algumas vazões de referência extraídas da curva de permanência, enquanto para a calibração mensal avaliou-se a dispersão do deflúvio mensal simulado em torno da reta 1:1.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Análise da acurácia do modelo LASH para a região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande

Na Tabela 7 estão apresentados os resultados dos coeficientes estatísticos utilizados na avaliação do desempenho do modelo hidrológico LASH, em suas aplicações com passo diário e mensal, nas etapas de calibração e validação, nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV.

Tabela 7 Resultados dos coeficientes estatísticos obtidos nas fases de calibração e validação do modelo LASH, com passo diário e mensal, nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV

Bacia	Passo	Aplicação	C_{NS}	$\text{Log}(C_{NS})$	Δ_V	R^2	D(%)
Aiuruoca	Diário	Calibração	0,76	0,78	0,07	0,88	12,54
		Validação	0,78	0,83	-0,10	0,91	-5,70
	Mensal	Calibração	0,86	0,85	-0,04	0,93	-0,15
		Validação	0,82	0,80	-0,09	0,92	-2,74
Grande	Diário	Calibração	0,81	0,75	0,13	0,92	17,91
		Validação	0,78	0,85	-0,02	0,89	2,90
	Mensal	Calibração	0,75	0,76	-0,01	0,87	5,54
		Validação	0,74	0,77	-0,05	0,87	3,57
Sapucaí	Diário	Calibração	0,85	0,79	0,01	0,92	5,45
		Validação	0,83	0,79	0,07	0,92	12,80
	Mensal	Calibração	0,75	0,73	0,00	0,87	6,49
		Validação	0,70	0,80	0,05	0,86	13,06
Verde	Diário	Calibração	0,80	0,78	-0,02	0,90	2,72
		Validação	0,83	0,80	-0,06	0,91	-6,40
	Mensal	Calibração	0,73	0,73	-0,04	0,86	-1,67
		Validação	0,83	0,82	0,01	0,92	2,50

Os resultados dos coeficientes estatísticos mostraram bom desempenho do modelo LASH na simulação contínua de vazões com passo diário e mensal nas bacias hidrográficas em estudo. O coeficiente C_{NS} foi superior a 0,70 em todas as aplicações, qualificando o modelo para a simulação hidrológica, conforme exposto por Zappa (2002). Ao confrontar os resultados do coeficiente C_{NS} com a classificação proposta por Moriasi et al. (2007) para análise do desempenho de modelos hidrológicos, constatou-se que, em todas as aplicações do modelo com passo diário, foram obtidos resultados que permitem uma classificação “muito bom” para o modelo ($C_{NS} > 0,65$), enquanto na simulação com passo mensal ocorreram alguns resultados classificados como “bom” ($0,65 < C_{NS} < 0,75$), contudo, próximos ao limite superior da classe.

Analisando-se os valores de C_{NS} na fase de validação do modelo LASH, com passo diário, é possível observar valores de elevada magnitude, especialmente nas bacias hidrográficas dos rios Sapucaí e Verde, cujos valores de C_{NS} são superiores a 0,80. Este comportamento do modelo denota sua capacidade em simular vazões de pico, sendo esta uma das etapas mais complexas de um processo de simulação hidrológica.

Em estudos desenvolvidos em diferentes partes do mundo, avaliando a aplicação de modelos hidrológicos, tem sido empregado o coeficiente estatístico C_{NS} para avaliar a acurácia da simulação. Notter et al. (2007), com o objetivo de simular o comportamento hidrológico de bacias hidrográficas situadas na região do Monte Kenya, África, desenvolveram e aplicaram um modelo hidrológico baseado no método CN-SCS, obtendo C_{NS} da ordem de 0,693 na calibração e de 0,513 na verificação. Licciardello et al. (2007) aplicaram o modelo hidrológico AGNPS a uma bacia hidrográfica da região do Mediterrâneo, no sul da Itália e obtiveram C_{NS} de 0,77 e 0,80 na calibração e verificação, respectivamente. Collischonn et al. (2005) e Thanapakpawin et al. (2007) aplicaram modelos hidrológicos distribuídos para simular o comportamento hidrológico de bacias

hidrográficas localizadas na Tailândia e no Brasil, respectivamente, obtendo C_{NS} da ordem de 0,75. Viola (2008) aplicou o modelo LASH para a simulação hidrológica das bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (2.095 km²) e Grande (2.080 km²), com formulação concentrada e distribuída por sub-bacias. Os resultados do coeficiente C_{NS} variaram entre 0,78 e 0,86, para a versão concentrada e entre 0,81 e 0,92, para a versão distribuída por sub-bacias, tendo sido possível identificar substancial melhora na estimativa das vazões máximas pelo modelo com discretização espacial distribuída por sub-bacias, o que o autor atribuiu à descrição espacial mais apurada nessa abordagem. Mello et al. (2008) avaliaram a aplicabilidade do modelo LASH para simular os impactos hidrológicos devido a alterações no uso do solo na bacia do rio Grande. Os autores avaliaram o efeito de diferentes períodos de tempo para calibração e validação da simulação, obtendo C_{NS} superior a 0,75 em todas as situações, concluindo que o modelo apresentou boa acurácia e pode ser aplicado para a simulação dos impactos hidrológicos associados a modificações da cobertura vegetal. Beskow (2009) desenvolveu uma estrutura SIG com discretização espacial distribuída para o modelo LASH e a aplicou na simulação da bacia hidrográfica do ribeirão Jaguara (32 km²), localizada na região Alto Rio Grande, obtendo C_{NS} de 0,82, para a fase de calibração e de 0,76, para a de verificação, com bons resultados no tocante à acurácia na simulação de vazões médias, máximas e de referência para outorga.

Em todos os estudos citados os modelos foram considerados como de boa acurácia e passíveis de aplicação para simulação. Dessa forma, como C_{NS} é o coeficiente estatístico mais aplicado e importante para a simulação hidrológica, os resultados obtidos demonstram que o modelo produzirá bons resultados quando aplicado a diferentes cenários de uso do solo e de mudanças climáticas, disponibilizando resultados confiáveis para o planejamento e a gestão

ambiental na região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande e no sul de Minas Gerais.

Para a avaliação do escoamento simulado durante as estiagens, aplicou-se o coeficiente $\text{Log}(C_{NS})$. Em todas as aplicações do modelo com passo diário foram observados resultados adequados, de acordo com a classificação proposta por Moriasi et al. (2007). Para a simulação com passo mensal, na calibração das bacias dos rios Verde e Sapucaí foram obtidos resultados ligeiramente inferiores, mas de boa qualidade, uma vez que $\text{Log}(C_{NS})$ foi igual a 0,73. Além disso, os resultados para as fases de validação são expressivos para as bacias estudadas (superiores a 0,80), sendo esta fase (validação) mais significativa no tocante à análise do desempenho de modelos hidrológicos. Os ótimos resultados do coeficiente $\text{Log}(C_{NS})$ indicam alta confiabilidade na simulação dos períodos de recessão pelo modelo LASH. Esta constatação é importante para qualificar a aplicação do modelo como ferramenta para a gestão de recursos hídricos, especialmente no tocante a estudos associados a vazões de referência para outorga e disponibilidade hídrica.

De acordo com Collischonn (2001), a relação entre volumes medidos e calculados (Δ_V) é um indicativo da destreza do modelo na estimativa da evapotranspiração. Nas aplicações do modelo LASH nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV foram encontrados pequenos desvios no volume simulado nas fases de calibração e validação, das simulações com passo diário e mensal. A máxima superestimativa foi de 0,13, gerada quando da calibração do modelo com passo diário na bacia do rio Grande, enquanto a máxima subestimativa foi de 0,10, no período de validação do modelo com passo diário na bacia hidrográfica BRA. Collischonn (2001) obteve Δ_V variando entre -0,05 e 0,06 na simulação hidrológica da bacia do rio Taquari-Antas, RS, com o modelo MGB-IPH, e classificou os valores como reduzidos. Viola (2008) obteve valores do coeficiente Δ_V entre -0,04 e 0,05 na simulação das bacias dos rios Grande e

Aiuruoca, por uma versão anterior do modelo LASH. Diante ao exposto, os resultados do coeficiente Δ_v mostraram boa acurácia do modelo LASH na simulação do componente horizontal do ciclo hidrológico nas bacias hidrográficas em estudo e sinalizam que a magnitude dos componentes verticais simulados aproxima-se da realidade física da região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande.

O coeficiente de determinação (R^2), por sua vez, proporciona uma análise adicional sobre a performance da simulação. Os bons resultados apresentados por esse coeficiente (0,88 a 0,92) reforçam os resultados levantados anteriormente, destacando a qualidade do modelo na predição do escoamento e sua aplicabilidade para estudos nas bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde. Resultados semelhantes foram obtidos por Viola (2008), em aplicação do modelo LASH na simulação hidrológica de bacias hidrográficas localizadas na região Alto Rio Grande, no sul de Minas Gerais.

Conforme exposto pelos resultados dos coeficientes estatísticos, especialmente na validação da simulação, o modelo hidrológico pode ser considerado de alta acurácia e adequado para simulação. Outros modelos ajustados e/ou desenvolvidos com os mesmos objetivos, aplicados a bacias hidrográficas de porte semelhante e algumas com características climáticas semelhantes, como SWAT (BORMANN et al., 2007) para uma bacia hidrográfica na Alemanha, CASC2D (MARIK; WAYLEN, 2006) na Costa Rica, annAGNPS (LICCIARDELLO et al., 2007) na Itália, NRM3 Streamflow (NOTTER et al., 2007) no Quênia, MGB-IPH (COLLISCHONN et al., 2005) no Rio Grande do Sul, DHSVM (THANAPAKPAWIN et al., 2007) na Tailândia e LASH (BESKOW, 2009; BESKOW et al., 2011; BESKOW; MELLO; NORTON, 2011; MELLO et al., 2008; VIOLA, 2008; VIOLA et al., 2009) na região Alto Rio Grande, apresentaram coeficientes estatísticos semelhantes, ou

mesmo inferiores, sendo, em todas as situações, considerados precisos e passíveis de aplicação.

Pode-se observar, na calibração do modelo com passo diário, tendência de superestimativa dos desvios em todas as bacias hidrográficas estudadas que, em termos médios, equivaleram a 12,5%, 17,9%, 5,5% e 2,7%, respectivamente. Entretanto, na validação, houve tendência de subestimativa nas bacias dos rios Aiuruoca e Verde, da ordem de -5,7% e -6,4%, respectivamente. Todavia, de maneira geral, foram observados menores desvios médios na simulação hidrológica com passo mensal, tendo sido de -0,15%, 5,54%, 6,49% e -1,67%, na calibração e de -2,74%, 3,57%, 13,06% e 2,50%, na verificação das bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente. Tendo em vista que o tempo de concentração das bacias hidrográficas em estudo está entre 13,7 e 27,7 horas, esta constatação pode ser explicada pelo efeito de atenuação dos picos de cheia propiciados pela discretização mensal do tempo, visto que a simulação destes representa um desafio na simulação contínua de vazões. No entanto, segundo classificação proposta por van Liew, Arnold e Garbrecht (2003), associada ao comportamento médio dos desvios, verifica-se que a maioria das aplicações foi classificada como “muito bom” ($< 10\%$) e “bom” ($10\% < D < 15\%$), com exceção da calibração com passo diário na bacia do rio Grande, que apresentou desvio médio de 17,9%, valor este classificado como “satisfatório” ($15\% < D < 25\%$).

Em modelos hidrológicos, os quais se constituem de modelos complexos com grande número de parâmetros (calibráveis ou não), estes valores de tendência podem ser considerados baixos, significando que o modelo produzirá estimativas, além de precisas, não enviesadas, o que consiste de uma característica indispensável de qualquer modelo matemático. Com base nos resultados da Tabela 7, observam-se excelentes qualidades associadas à acurácia

do modelo, especialmente no tocante à fase de validação, os quais permitem classificá-lo como “muito bom” em todas as bacias hidrográficas trabalhadas.

Nos Gráficos 1 e 2 estão apresentados os hietogramas observados e os hidrogramas observados e simulados com passo diário, para as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d), nas fases de calibração e validação, respectivamente. Nos Gráficos 3 e 4 apresentam-se os resultados obtidos pela simulação com passo mensal.

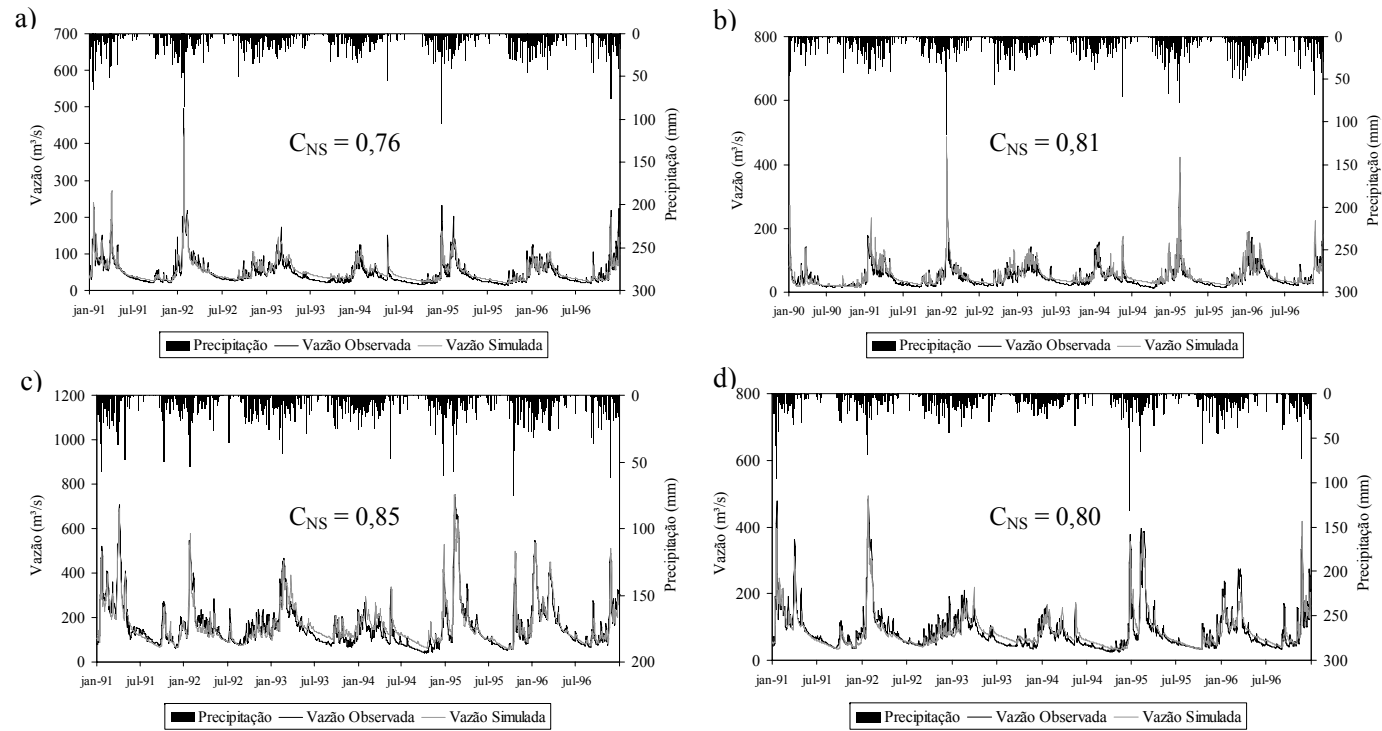


Gráfico 1 Hidrograma observado, hidrograma simulado e hietograma observado para as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d), durante a calibração do modelo LASH com passo diário

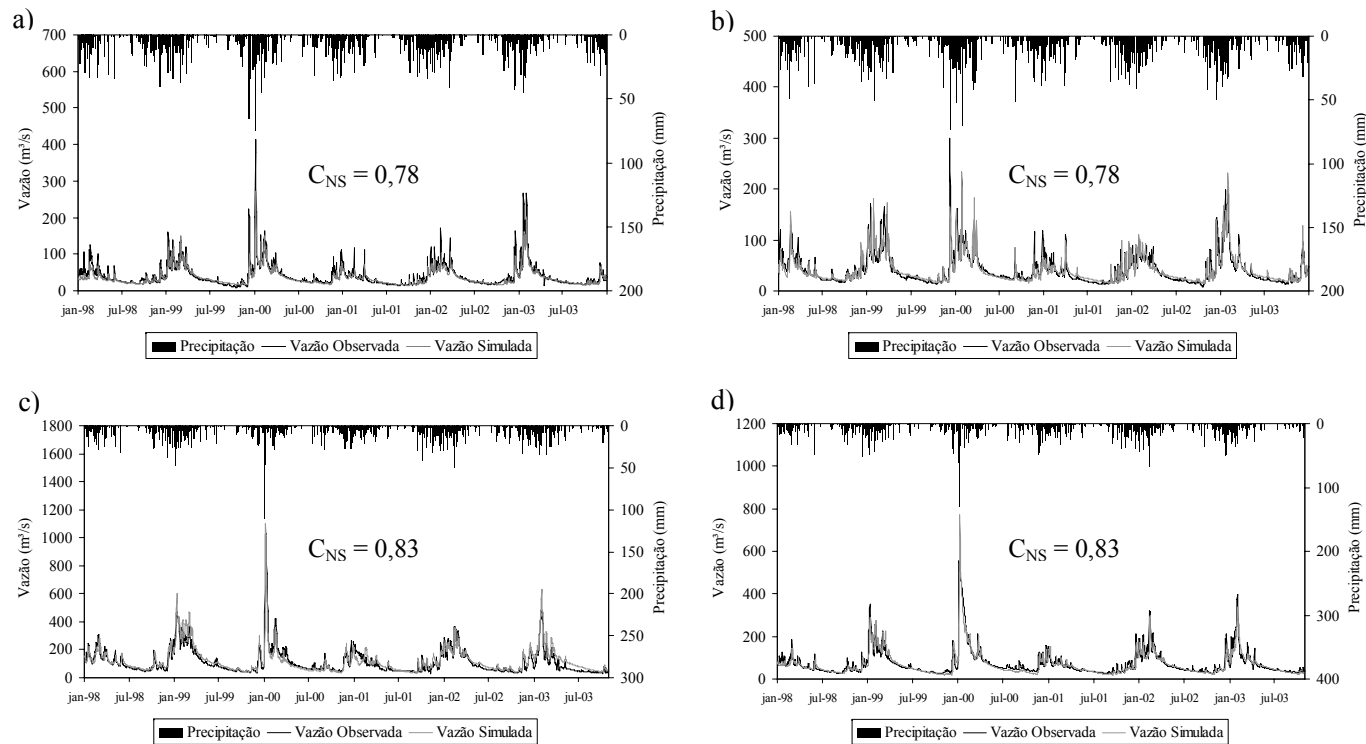


Gráfico 2 Hidrograma observado, hidrograma simulado e hietograma observado nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d), durante a validação do modelo LASH com passo diário

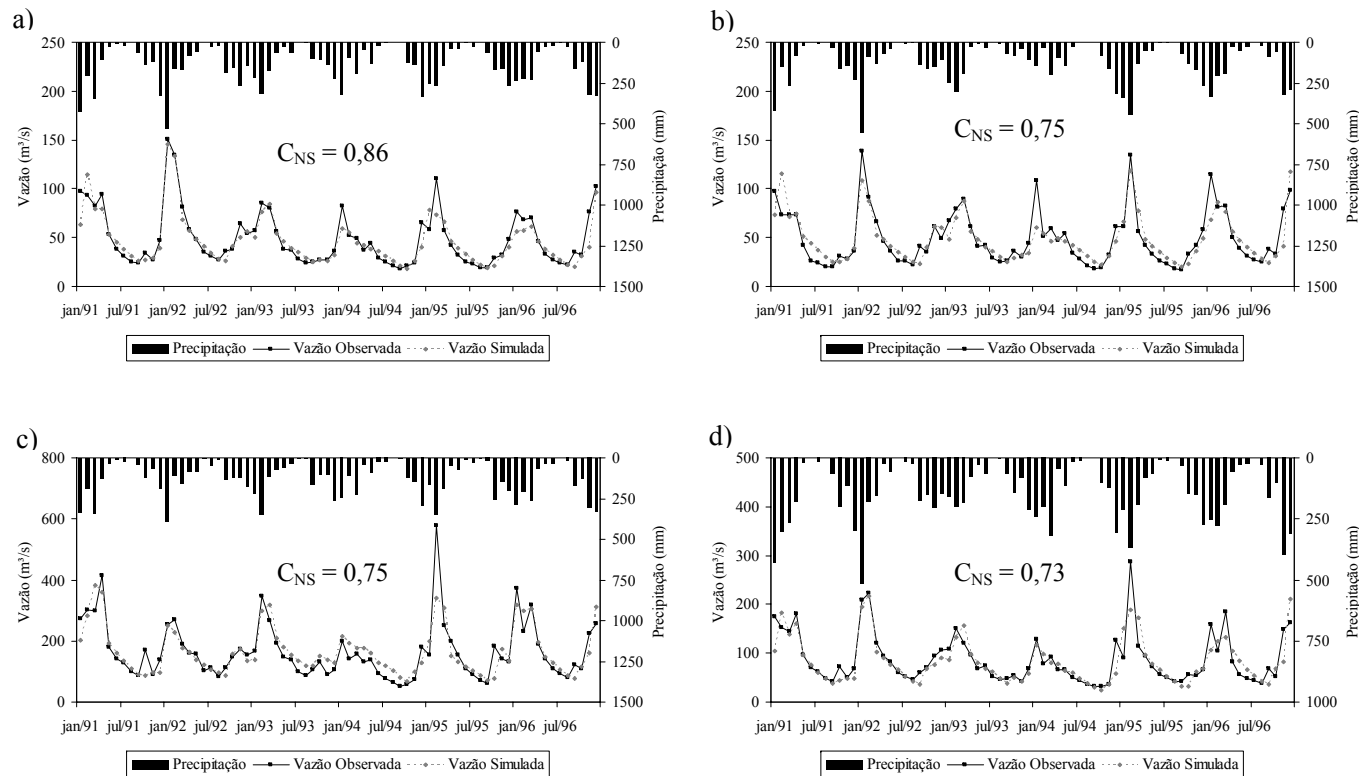


Gráfico 3 Hidrograma observado, hidrograma simulado e hietograma observado nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d), durante a calibração do modelo LASH com passo mensal

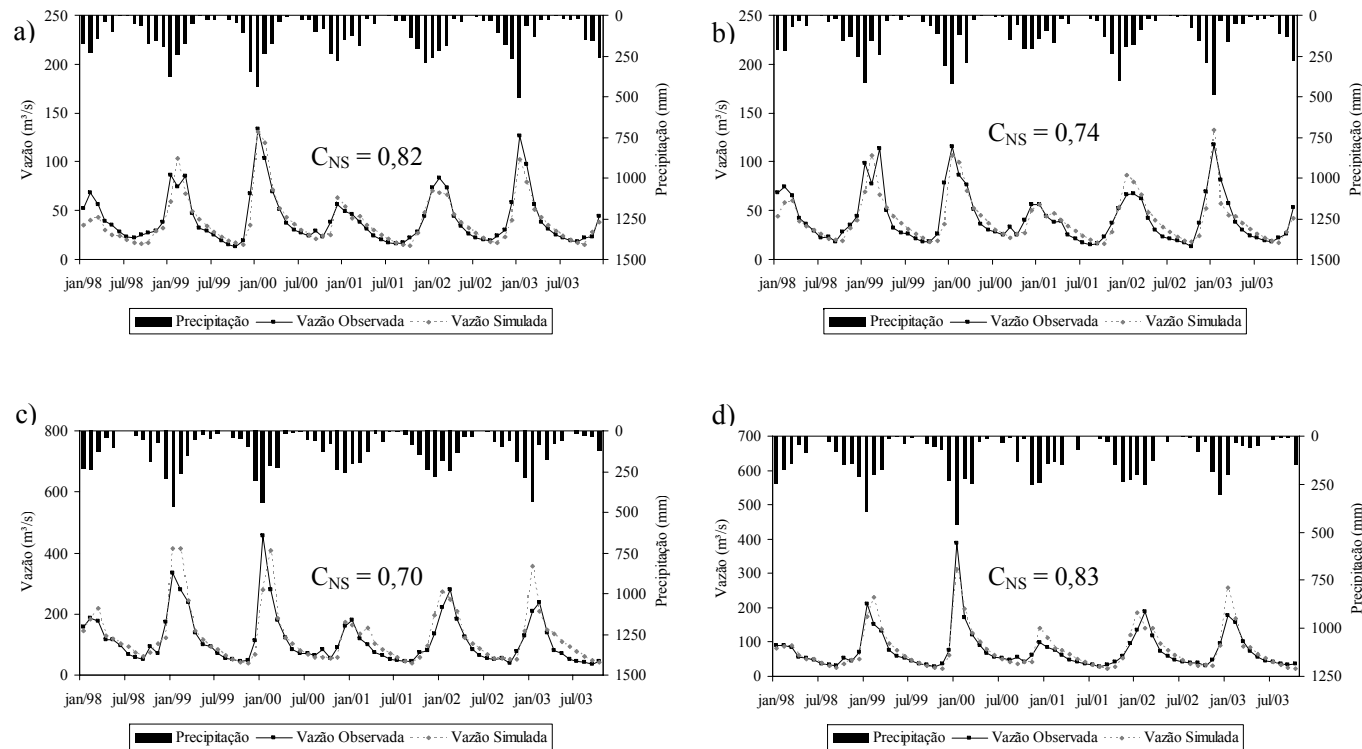


Gráfico 4 Hidrograma observado, hidrograma simulado e hietograma observado nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d), durante a validação do modelo LASH com passo mensal

3.2 Análise da sensibilidade do modelo a variações nos parâmetros

No estabelecimento dos parâmetros calibráveis pelo processo de calibração automática, no qual se buscou a maximização dos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\log(C_{NS})$, foi observada a faixa de variação física dos parâmetros, referenciada na literatura. Na Tabela 8 estão apresentados os ajustes obtidos para os parâmetros λ , C_{SUP} , C_{SS} , K_{SS} e K_B , nas simulações com passo diário e mensal, nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV.

Tabela 8 Parâmetros calibráveis obtidos pelo método de ajuste automático para simulação hidrológica com passo diário e mensal, nas bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde

Bacia	Passo	λ		C_{SUP}		C_{SS}		K_{SS}		K_B	
		Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
Aiuruoca	Diário	0,00	0,5	1,0	523,8	1,0	1,9	0,2	44,7	2,0	6,0
	Mensal	0,00	0,001	0,1	1	50	2495	0,1	28,1	5,0	6,0
Grande	Diário	0,00	0,5	1,0	70,6	1,0	9500	37,5	37,5	3,0	3,0
	Mensal	0,00	0,27	1,0	1	1571	7290	0,612	15	0,191	6,0
Sapucaí	Diário	0,00	0,5	1,0	50,9	9,9	60,0	40	40	4,0	6,0
	Mensal	0,00	0,335	1,0	600	700	5000	0,001	70	0,0002	5,96
Verde	Diário	0,01	0,5	2,5	350,0	560,7	31848,1	1,0	182	2,0	5,5
	Mensal	0,00	0,5	0,001	1999	1	2000	0,001	182	2,0	6,0

Apresentam-se, nos Gráficos 5, 6, 7 e 8, a análise de sensibilidade do modelo hidrológico LASH com passo diário e mensal, e as variações nos parâmetros calibráveis, quantificadas pelos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\text{Log}(C_{NS})$.

Pode-se observar, de acordo com a sensibilidade apontada pelo coeficiente estatístico C_{NS} , que os parâmetros de maior influência sobre a calibração do modelo foram λ , C_{SUP} e K_B . A sensibilidade do modelo aos parâmetros λ e C_{SUP} pode ser atribuída à influência exercida pelas vazões máximas sobre o coeficiente estatístico C_{NS} , visto que o parâmetro de abstração inicial da precipitação (λ) está ligado à estimativa da lâmina de escoamento superficial direto e que o parâmetro de retardamento do reservatório superficial (C_{SUP}) condiciona a vazão propiciada por esse componente do escoamento. Contudo, embora o coeficiente C_{NS} seja menos afetado pelas vazões mínimas, observou-se que a condutividade hidráulica saturada (K_B) exerceu considerável influência sobre este coeficiente. Essa constatação encontra subsídio na considerável participação do componente subterrâneo no escoamento das bacias em estudo. Viola (2008), em uma abordagem sobre os componentes do escoamento na bacia do rio Grande, separou os componentes subterrâneo e superficial por meio da decomposição de hidrogramas observados no posto fluviométrico de Madre de Deus de Minas. O autor constatou que o escoamento subterrâneo representou por volta de 75% do escoamento total nessa bacia, o que justifica a elevada sensibilidade do modelo ao parâmetro K_B .

A análise de sensibilidade pelo coeficiente estatístico $\text{Log}(C_{NS})$ novamente apontou forte influência do parâmetro K_B nas quatro bacias hidrográficas em estudo. Esse comportamento pode ser explicado pela característica do coeficiente $\text{Log}(C_{NS})$ em medir a qualidade do ajuste propiciado pelo modelo hidrológico nos períodos de recessão do hidrograma. Uma vez que o parâmetro K_B está associado à estimativa da lâmina de escoamento

subterrâneo, alterações sobre ele são diretamente refletidas sobre o coeficiente estatístico $\text{Log}(C_{NS})$. Os demais parâmetros apresentaram baixa sensibilidade, com pequenas variações nos coeficientes C_{NS} e $\text{Log}(C_{NS})$.

Viola (2008) realizou análise de sensibilidade durante a aplicação de uma versão concentrada do modelo LASH na simulação hidrológica da bacia do rio Grande com seção de controle em Madre de Deus de Minas. O autor constatou elevada sensibilidade dos parâmetros C_{SUP} e K_B , apontada pelos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\text{Log}(C_{NS})$, respectivamente. Ainda nesta bacia hidrográfica, Mello et al. (2008) aplicaram a análise de sensibilidade a partir de uma versão distribuída por sub-bacias do modelo LASH e constataram sensibilidade do parâmetro C_{SUP} , em termos do coeficiente C_{NS} , e dos parâmetros C_{SUP} , C_{SS} e K_B , em termos do $\text{Log}(C_{NS})$. Beskow (2009) desenvolveu uma estrutura SIG para o modelo LASH com formulação distribuída e, em aplicação à bacia hidrográfica do ribeirão Jaguará (32 km²), realizou análise de sensibilidade dos principais parâmetros, identificando, novamente, que os parâmetros mais sensíveis estão associados ao escoamento subterrâneo e ao escoamento superficial direto. Diante dos resultados citados, os autores relataram que os parâmetros C_{SUP} e C_{SS} são empíricos e são introduzidos na simulação devido às incertezas relativas ao tempo de residência da água nos reservatórios superficial e subsuperficial, respectivamente.

O parâmetro K_B é de grande importância no modelo, pois controla a estimativa do escoamento subterrâneo. Embora sua medição física seja possível, ela é desmotivada pela complexidade, morosidade e demanda por recursos inerentes a esse tipo de experimento. Conforme exposto, esse é o parâmetro de maior sensibilidade apontada pelo coeficiente estatístico $\text{Log}(C_{NS})$ e seu estabelecimento por calibração representa uma incerteza a ser explorada em estudos futuros envolvendo o modelo LASH, nos quais podem ser avaliadas

fontes alternativas de informações, como, por exemplo, mapas hidrogeológicos pré-existentes.

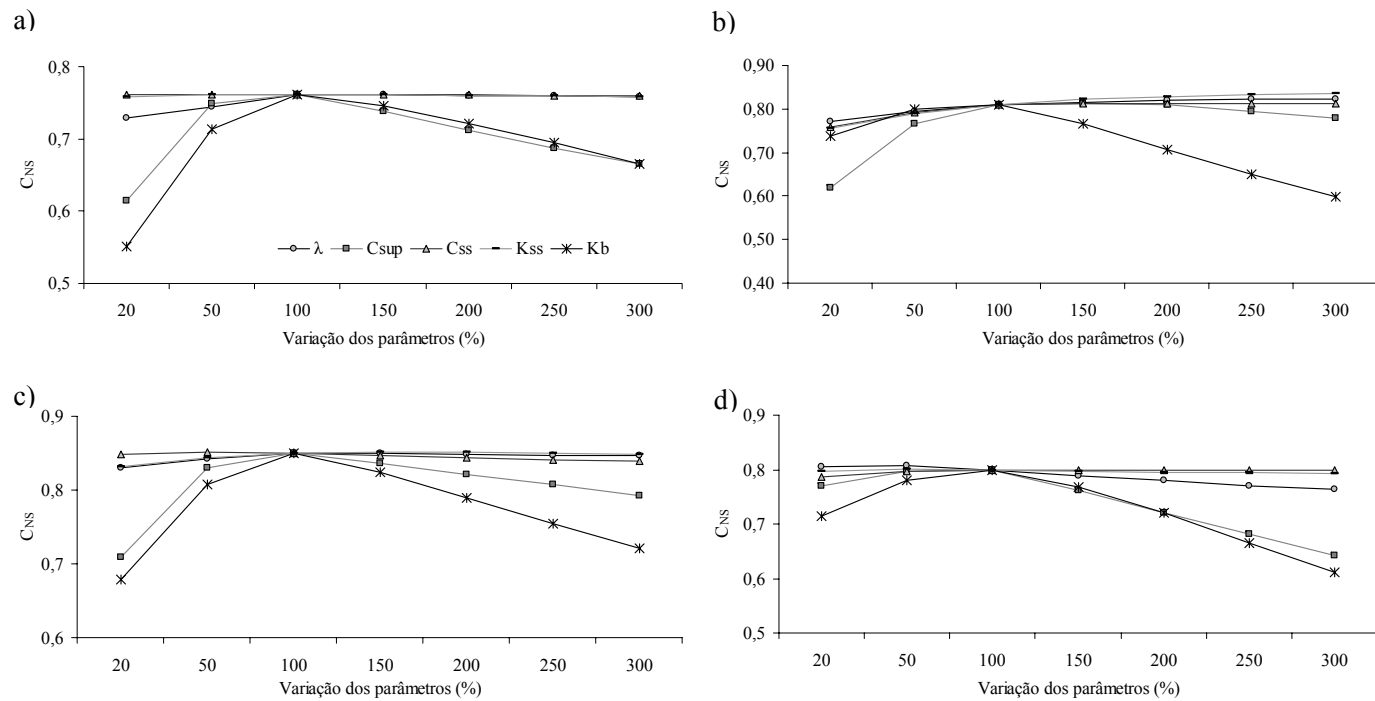


Gráfico 5 Análise da sensibilidade do modelo hidrológico com passo diário a alterações nos parâmetros calibráveis através do coeficiente estatístico C_{NS} , nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

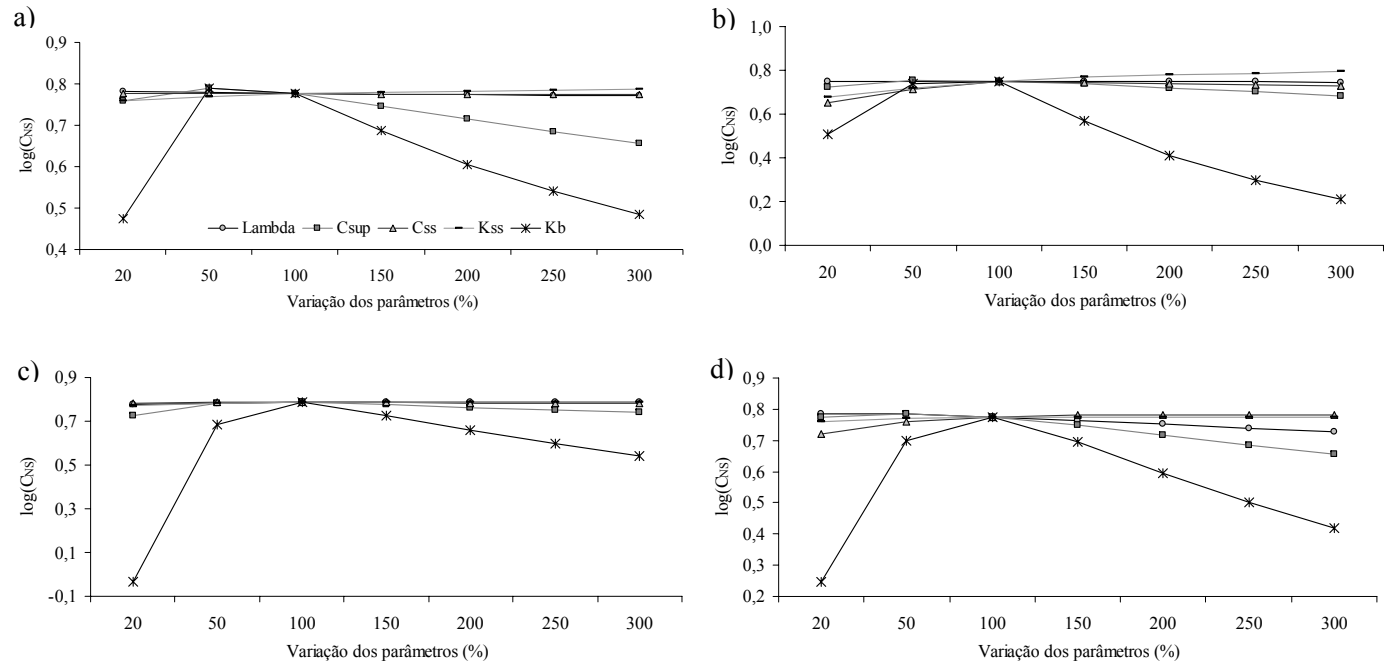


Gráfico 6 Análise da sensibilidade do modelo hidrológico com passo diário a alterações nos parâmetros calibráveis através do coeficiente estatístico $\log(C_{NS})$, nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

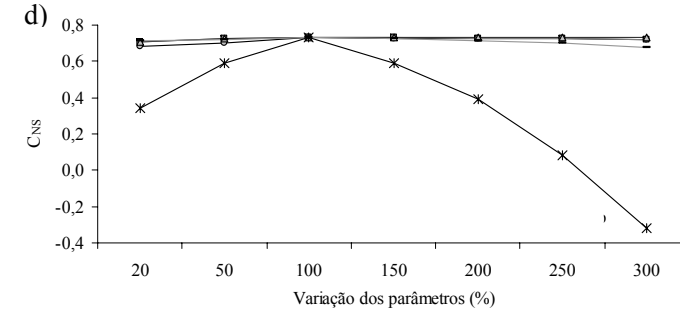
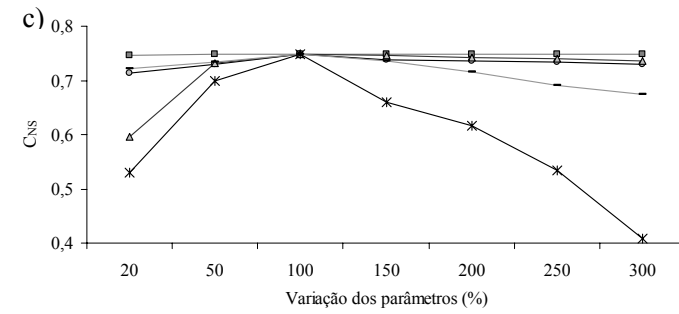
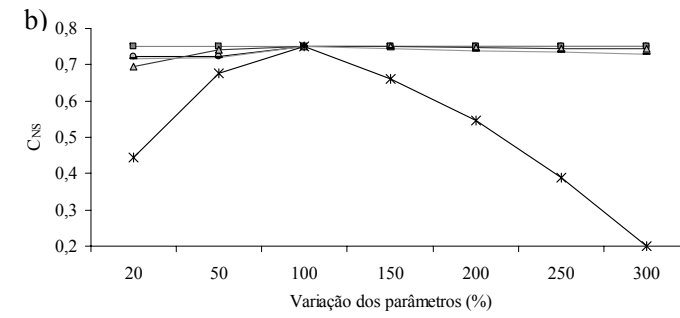
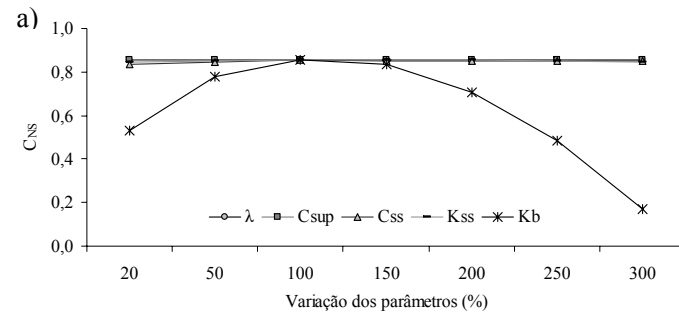


Gráfico 7 Análise da sensibilidade do modelo hidrológico com passo mensal a alterações nos parâmetros calibráveis medida pelo coeficiente estatístico C_{NS} , nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

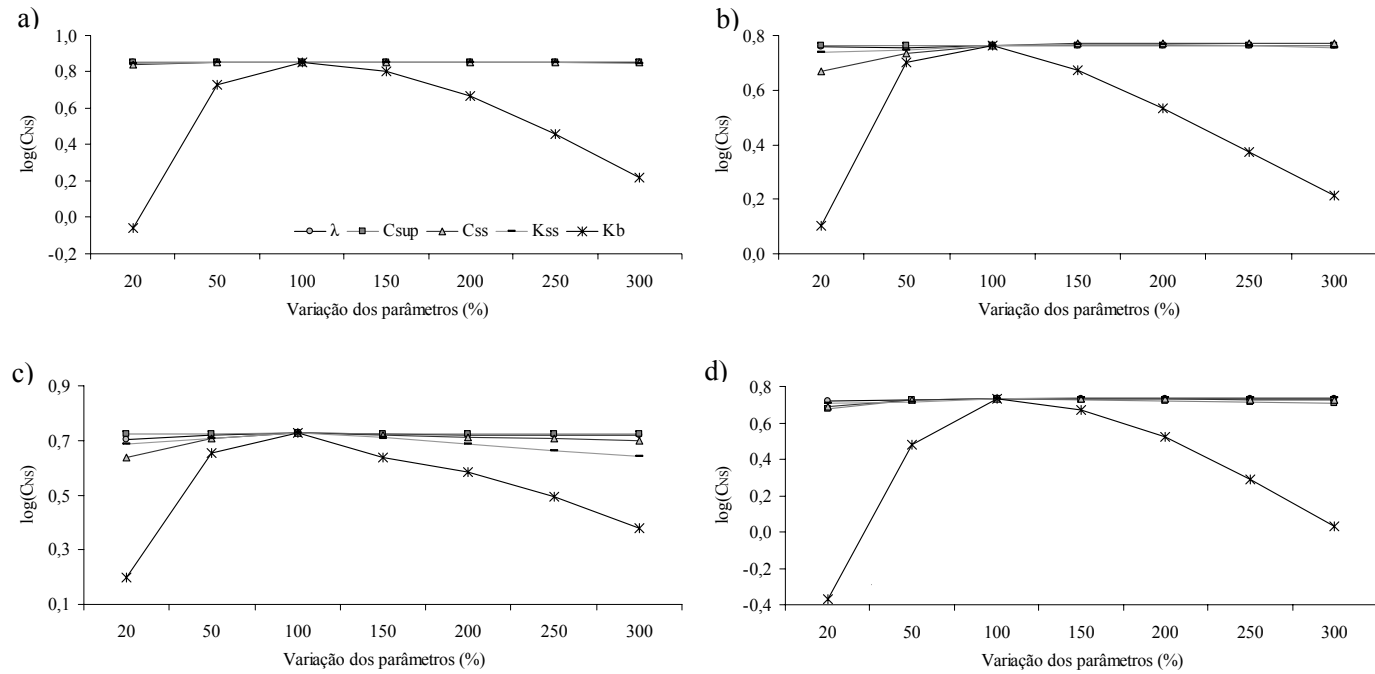


Gráfico 8 Análise da sensibilidade do modelo hidrológico com passo mensal a alterações nos parâmetros calibráveis medida pelo coeficiente estatístico $\log(C_{NS})$, nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

3.3 Análise do comportamento do ciclo hidrológico simulado pelo modelo LASH

Com o objetivo de avaliar os principais componentes do ciclo hidrológico simulado pelo modelo LASH, foram proferidas análises sobre o período de validação (1997 a 2003), sendo o primeiro ano do período reservado para o aquecimento do modelo. Para as bacias dos rios Sapucaí e Verde, as séries analisadas se estenderam até o mês de outubro de 2003, em virtude da indisponibilidade de dados de vazão observados posteriormente.

A parcela do escoamento composta pelos componentes subterrâneo, subsuperficial e superficial direto nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, simulado pelo modelo hidrológico aplicado com passo diário e mensal, está apresentada na Tabela 9.

Tabela 9 Percentual do escoamento simulado referente aos componentes subterrâneo, subsuperficial e superficial direto, nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, nas simulações com passo diário e mensal

Bacia	Passo	Subterrâneo	Subsuperficial	Superficial
Aiuruoca	Diário	58,3	7,4	34,3
	Mensal	68,5	3,7	27,8
Grande	Diário	51,6	10,3	38,0
	Mensal	64,3	8,8	26,9
Sapucaí	Diário	52,5	5,1	42,3
	Mensal	53,1	9,1	37,8
Verde	Diário	50,4	3,7	45,9
	Mensal	57,2	5,3	37,5

O componente subterrâneo representou a maior parcela do escoamento em todas as bacias hidrográficas estudadas, atingindo, em termos médios, 53,2% do escoamento simulado pelo modelo com passo diário e 60,8% pelo modelo com passo mensal. Conforme visto, as magnitudes dos escoamentos simulados nas aplicações do modelo com passo diário e mensal foram ligeiramente distintas. Embora a fonte de informação primária para a calibração seja a mesma, esse fato pode ser justificado pela aplicação do método de calibração automático a duas abordagens distintas, sendo: a) hidrograma de vazões diárias, o qual é detalhado e capaz de reproduzir as vazões de pico e, dessa maneira, a variabilidade dos períodos de cheia e b) hidrograma mensal: representa as características médias do escoamento e, assim, não diagnostica as vazões de pico do hidrograma.

Uma vez que as quatro bacias hidrográficas em estudo estão inseridas em uma mesma região climática, as diferenças nos componentes do escoamento estão associadas, principalmente, ao uso do solo. Nas bacias hidrográficas dos rios Sapucaí e Verde foram observadas as maiores taxas de escoamento superficial direto. O uso do solo nessas bacias é amplamente explorado com finalidades agropecuárias, apresentando, em termos médios, 13,9% de áreas agrícolas e 60,8% de áreas de pastagens. Nesse tipo de uso do solo ocorre maior tendência ao escoamento superficial direto que em áreas preservadas, uma vez que, dentre outros, os solos tendem a sofrer compactação e perda de matéria orgânica, afetando a sua capacidade de infiltração.

Na bacia hidrográfica BRA foi observada a maior participação do componente subterrâneo. Nessa bacia ocorre a maior área preservada dentre as bacias em estudo, com aproximadamente 18,6% de florestas e 13,4% de cerrados, sinalizando boas condições de infiltrabilidade do solo e, conseqüentemente, de recarga do aquífero (ALVARENGA, 2010). Aliado a isso, nessas condições, ocorre menor propensão à ocorrência do escoamento

superficial direto, justificando a reduzida expressão deste componente. O diagnóstico do uso do solo na bacia do rio Grande se assemelha ao do rio Aiuruoca. Viola, Mello e Silva (2007) aplicaram o método de Barnes (BROOKS et al., 1997) na separação dos componentes do escoamento observados na bacia do rio Grande, concluindo que o escoamento subterrâneo pode atingir até 75% do escoamento nessa bacia. Embora a separação do escoamento observado por métodos analíticos consista em uma aproximação, visto que os processos de formação dos escoamentos são, muitas vezes, pouco dissociáveis, os resultados desse tipo de análise podem ser considerados como indicadores das proporções envolvidas.

Neste contexto, e valendo-se dos Gráficos 9 e 10, nos quais estão apresentados os componentes do escoamento simulado pelo modelo hidrológico com passo diário e mensal, respectivamente, pode-se destacar a grande coerência encontrada na simulação dos componentes do escoamento pelo modelo LASH.

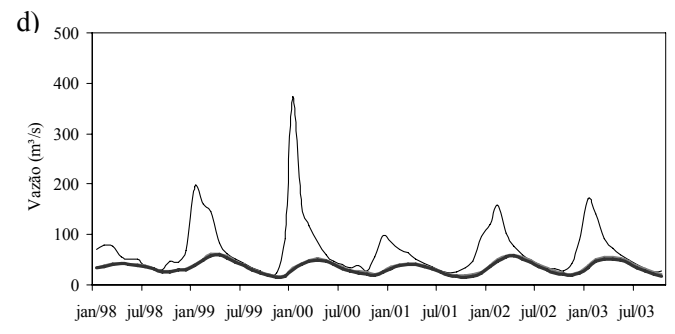
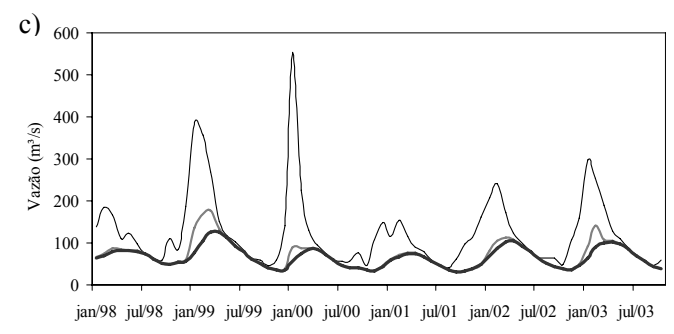
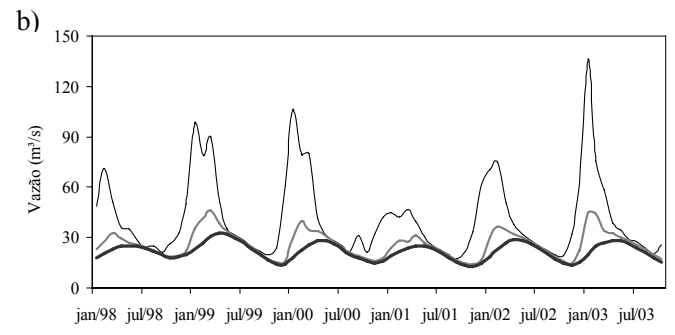
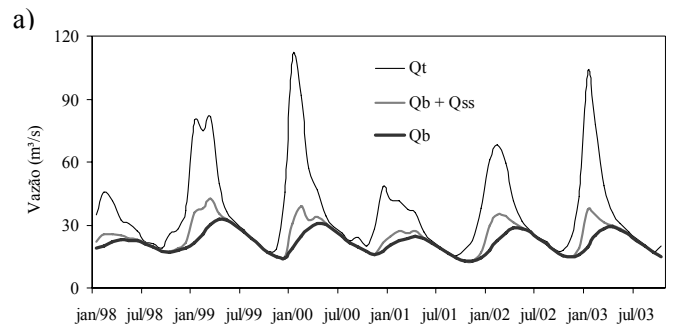


Gráfico 9 Média mensal dos componentes do escoamento simulado para as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d), pelo modelo hidrológico LASH com passo diário

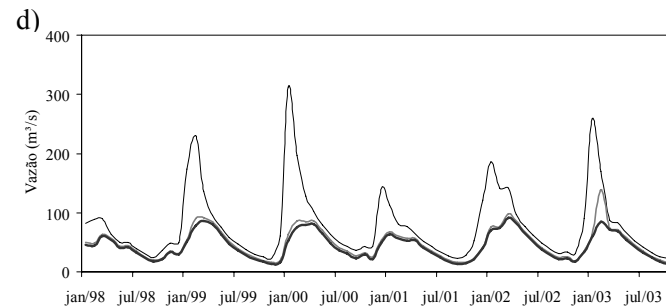
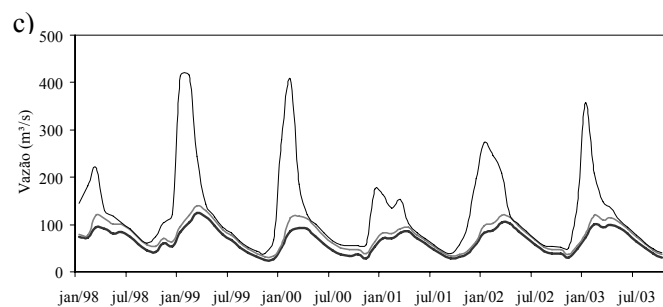
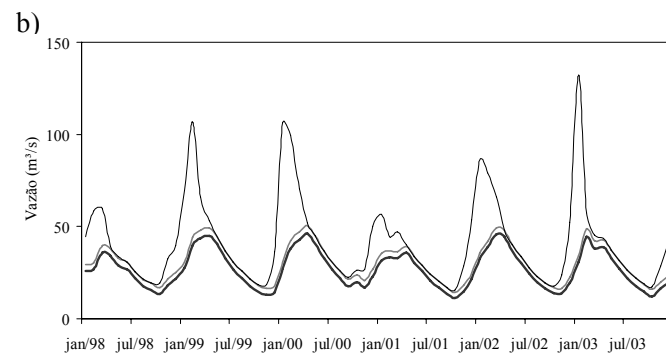
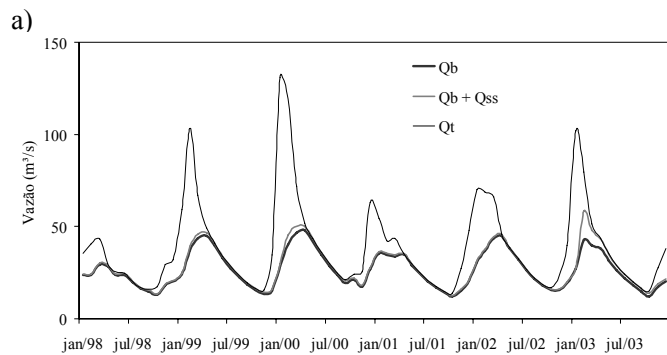


Gráfico 10 Componentes do escoamento simulado para as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d), pelo modelo hidrológico LASH com passo mensal

No Gráfico 11 está apresentado o deflúvio anual observado e simulado pelo modelo com passo diário e mensal nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d) e, na Tabela 10, constam as médias anuais para o período em análise.

Os totais anuais simulados mostraram-se muito próximos dos observados, conforme se pode observar nos erros absolutos apresentados na Tabela 10 e no Gráfico 11. Além destes aspectos, os pequenos desvios encontrados nas médias anuais reforçam as constatações fornecidas pelos coeficientes estatísticos, de alta confiabilidade do escoamento simulado pelo modelo LASH.

Tabela 10 Deflúvio médio anual observado e simulado pelo modelo hidrológico LASH com passo diário e mensal, nas bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde

Bacia	Passo	Deflúvio observado (mm)	Deflúvio simulado (mm)	Erro (%)
Aiuruoca	Diário	619,3	555,2	10,35
	Mensal		583,1	5,85
Grande	Diário	640,0	628,4	1,81
	Mensal		626,4	2,13
Sapucaí	Diário	476,3	510,5	7,18
	Mensal		525,2	10,27
Verde	Diário	544,5	513,2	5,75
	Mensal		568,0	4,32

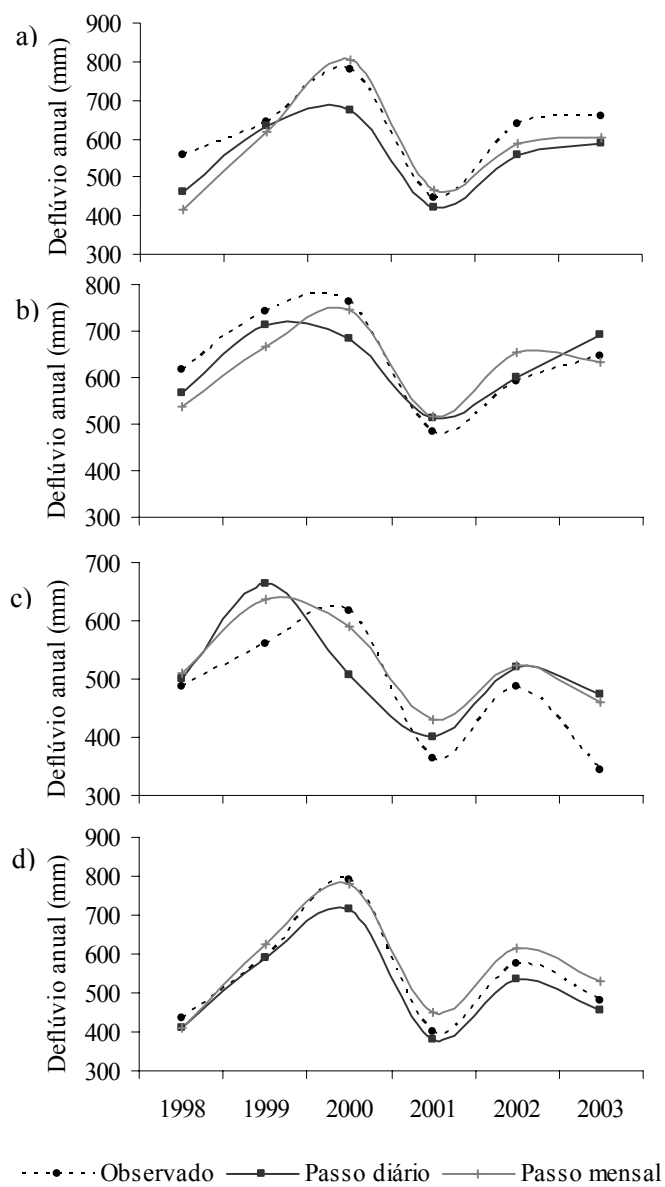


Gráfico 11 Deflúvio anual observado e simulado (mm) pelo modelo LASH com passo de simulação diário e mensal, nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

Com o objetivo de validar a evapotranspiração simulada pelo modelo LASH, tomou-se como referência a evapotranspiração calculada pelo balanço hídrico anual. Embora esta seja uma abordagem simplificada, é justificada pela pequena disponibilidade de dados monitorados dessa natureza, especialmente se comparada a dados de precipitação.

No Gráfico 12 está apresentada a evapotranspiração anual obtida pelo balanço hídrico e as estimativas produzidas pelas simulações com passo diário e mensal, para as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d). Na Tabela 11 apresenta-se a evapotranspiração média anual obtida pelo balanço hídrico e aquelas simuladas pelo modelo hidrológico LASH com passo diário e mensal, para as bacias em estudo.

Tabela 11 Evapotranspiração média anual obtida pelo balanço hídrico anual e resultados da simulação com passo diário e mensal, nas bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde

Bacia	Passo	Evapotranspiração simulada (mm)	Evapotranspiração Balanço hídrico (mm)
Aiuruoca	Diário	809,0	795,0
	Mensal	815,2	
Grande	Diário	740,7	828,8
	Mensal	830,3	
Sapucaí	Diário	812,1	848,4
	Mensal	787,8	
Verde	Diário	840,8	813,6
	Mensal	827,5	

Conforme se pode observar na Tabela 11, a evapotranspiração média anual simulada em ambos os passos está muito próxima daquelas obtidas no balanço hídrico anual nas quatro bacias hidrográficas em estudo, com desvios menores que 3% no rio Aiuruoca, 11% no rio Grande, 8% no rio Sapucaí e 4% no rio Verde. Estes resultados confirmam aqueles apresentados pelo coeficiente estatístico Δ_v e indicam boas estimativas da evapotranspiração pelo modelo LASH. Este resultado está associado ao fato de que o modelo foi aplicado de forma distribuída por sub-bacias hidrográficas, além da elevada qualidade do mapa de uso do solo desenvolvido, os quais permitiram representar adequadamente bem as diferentes coberturas vegetais das bacias hidrográficas.

A representação da variabilidade temporal dos totais anuais simulados, apresentados no Gráfico 12, demonstra que, de maneira geral, o modelo responde coerentemente às variações observadas no regime climático, especialmente nas bacias dos rios Aiuruoca, Verde e Sapucaí. Levando-se em consideração que os dados de referência obtidos pelo balanço hídrico anual marcam um indicativo da magnitude do fenômeno em estudo e que o período em análise é totalmente desconhecido do processo de calibração do modelo hidrológico, averigua-se o bom desempenho do módulo de evapotranspiração do modelo LASH, o que demonstra e reforça sua habilidade em simular diferentes cenários de uso do solo, bem como cenários de mudanças climáticas para a região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande.

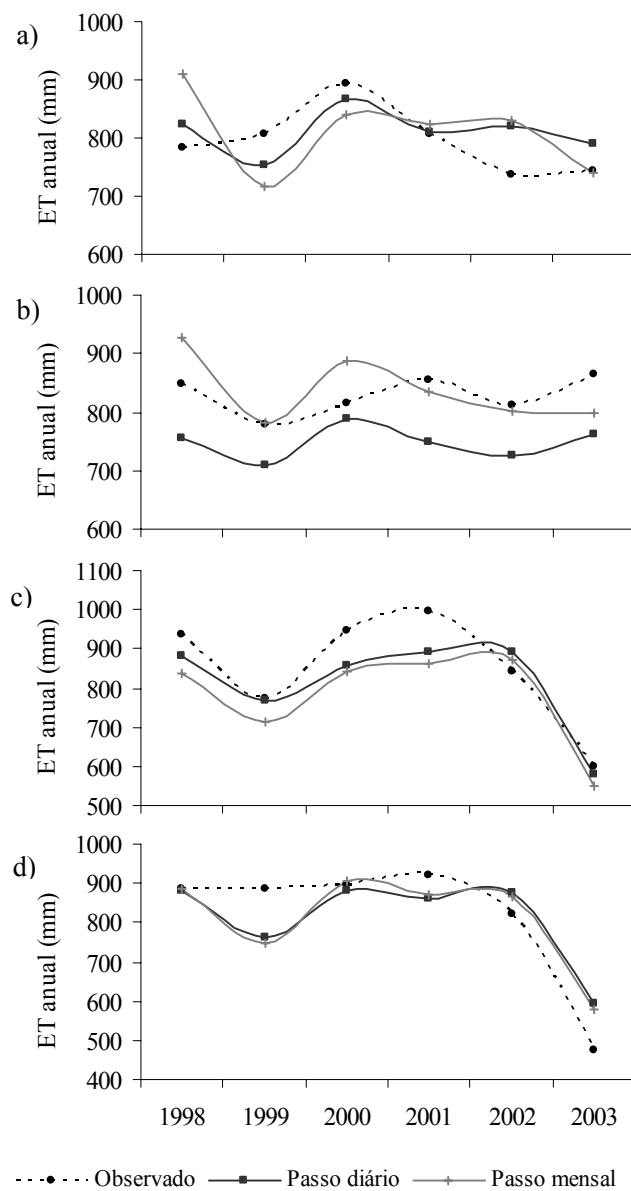


Gráfico 12 Evapotranspiração total anual obtida pelo balanço hídrico anual e estimativas produzidas pelas simulações com passo diário e mensal, para as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

O armazenamento atual de água no solo exerce influência direta sobre os processos físicos simulados pelo modelo LASH. A cada passo do modelo, essa variável é atualizada pelo balanço hídrico do solo e o conhecimento de sua variação temporal evidencia aspectos conceituais do LASH na abordagem sobre os processos simulados.

Conforme visto, a evapotranspiração real é computada pelo modelo a partir da consideração de um coeficiente de umidade do solo (K_s). Esse coeficiente considera decaimento exponencial da evapotranspiração a partir de um armazenamento limite de água no solo, que é de 50% da capacidade de armazenamento de água no solo (VIOLA, 2008). Nesse tocante, alterações sobre o armazenamento de água no solo são diretamente refletidas nas taxas de evapotranspiração simuladas.

Nos Gráficos 13 e 14 mostra-se o comportamento temporal do teor de água atual no solo (A_t), seu efeito sobre o coeficiente K_s e o déficit de evapotranspiração ocasionado, para as simulações com passo diário e mensal, respectivamente. Pode-se observar, durante o período chuvoso, no qual o teor de água no solo encontra-se próximo da capacidade de armazenamento máximo (A_m), que o coeficiente K_s se aproxima da unidade e, nesta situação, a evapotranspiração real se aproxima da potencial. Contudo, com a redução do teor de água no solo durante o período seco, ocorre redução do coeficiente K_s e, assim, a evapotranspiração real passa a ser menor que a evapotranspiração potencial, resultando em um déficit de evapotranspiração simulado pelo modelo hidrológico.

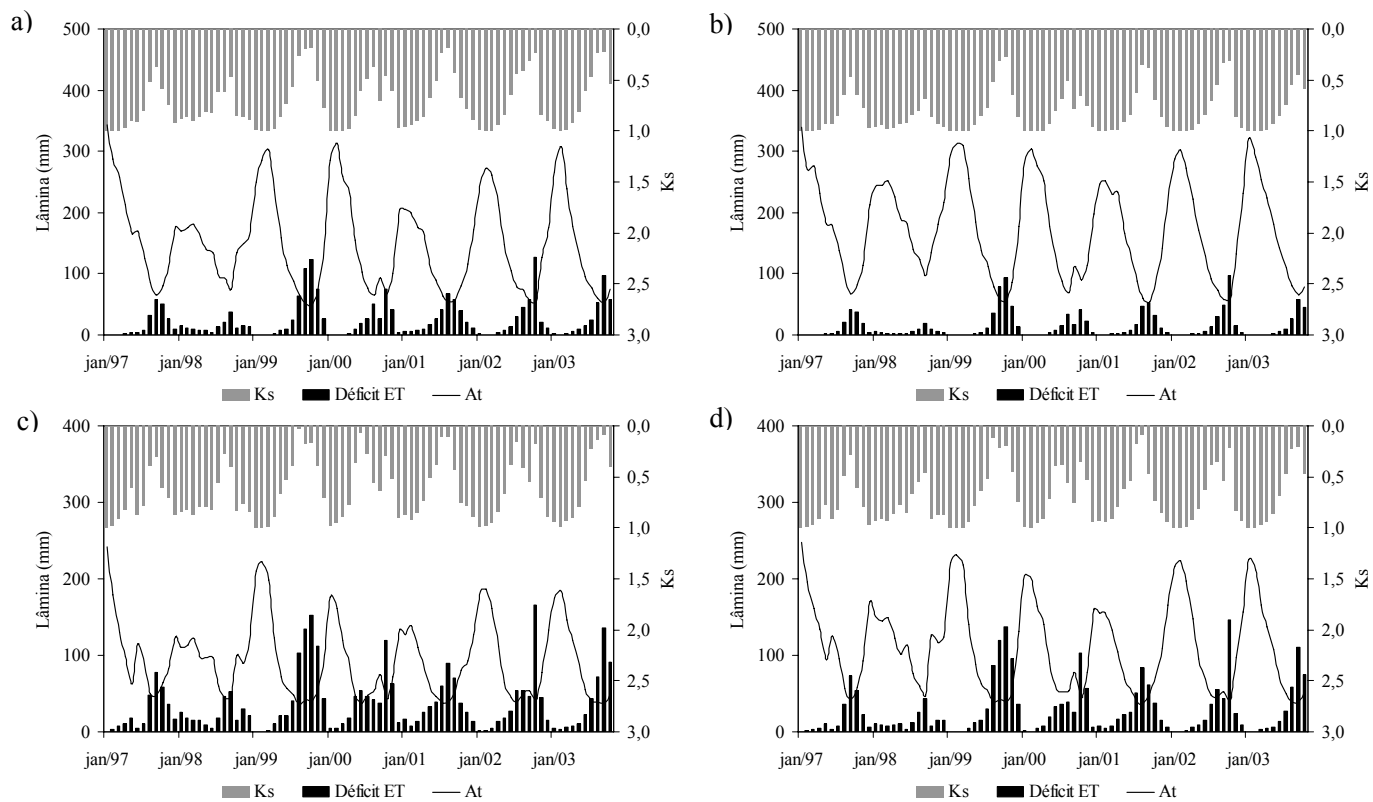


Gráfico 13 Comportamento temporal do teor de água atual no solo (At), seu efeito sobre o coeficiente Ks e o déficit de evapotranspiração ocasionado, para a simulação com passo diário nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d).

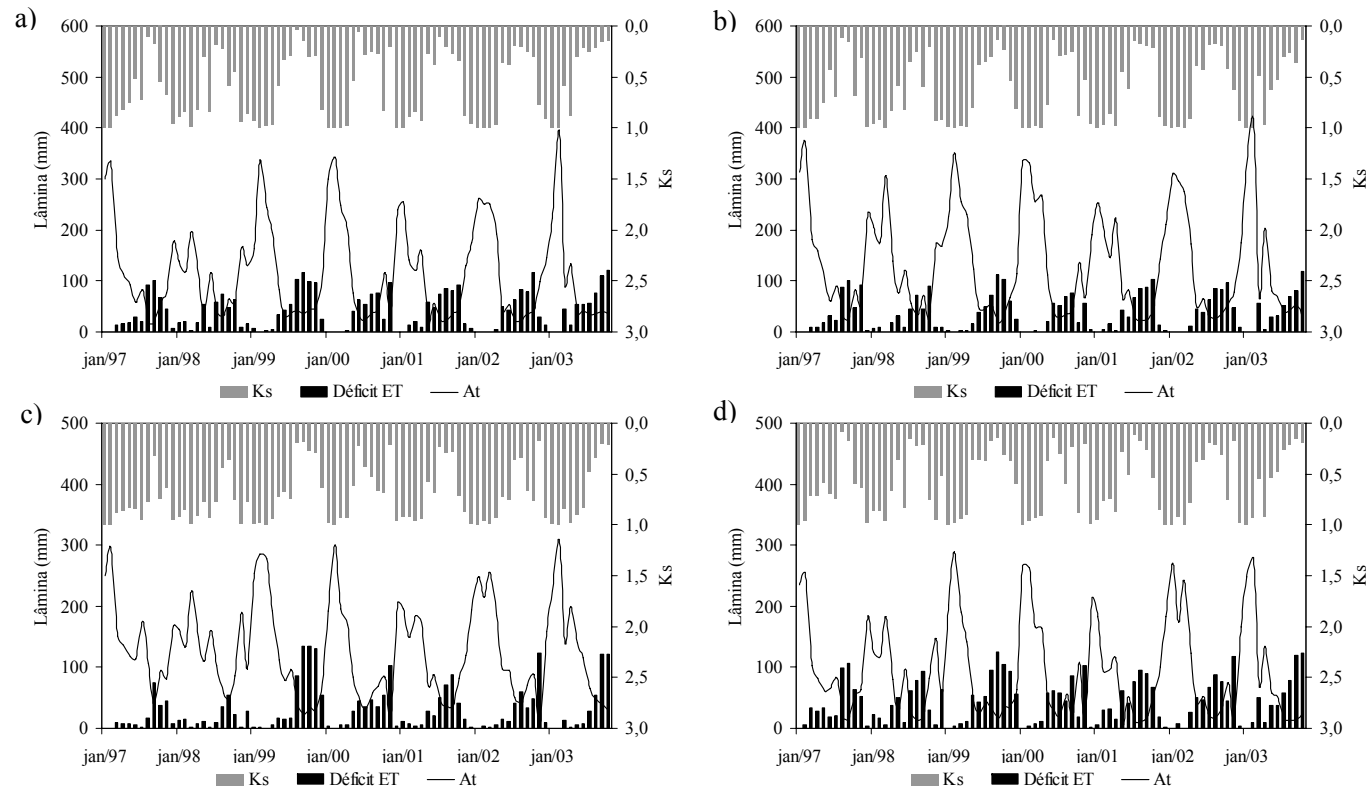


Gráfico 14 Comportamento temporal do teor de água atual no solo (At), seu efeito sobre o coeficiente Ks e o déficit de evapotranspiração ocasionado, para a simulação com passo mensal nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

Além da evapotranspiração, o armazenamento atual de água no solo condiciona as estimativas das lâminas de escoamento subterrâneo, subsuperficial e superficial. Nos Gráficos 15 e 16, apresenta-se a variação média mensal do armazenamento de água no solo (ΔA) simulada pelo modelo com passo diário e mensal, respectivamente, junto ao hietograma observado, nas bacias hidrográficas em estudo. Valores positivos de ΔA refletem os meses nos quais houve aumento do teor de água no solo, enquanto valores negativos refletem aqueles nos quais houve retirada da água armazenada no solo.

Neste aspecto, pode-se observar que o efeito líquido simulado das primeiras chuvas sobre o armazenamento de água no solo é mínimo, o que está associado ao aumento da demanda evapotranspirométrica que acompanha o início do período chuvoso na região. Contudo, com a aproximação do auge da estação chuvosa, o excedente hídrico simulado no balanço hídrico do solo proporciona aumento do teor de água armazenado.

Diante do exposto, o modelo LASH mostrou-se apto para simular o comportamento temporal do teor de água no solo nas bacias hidrográficas estudadas, indicando-se, para estudos posteriores, a validação desta variável de estado físico simulada pelo modelo com base em dados observados.

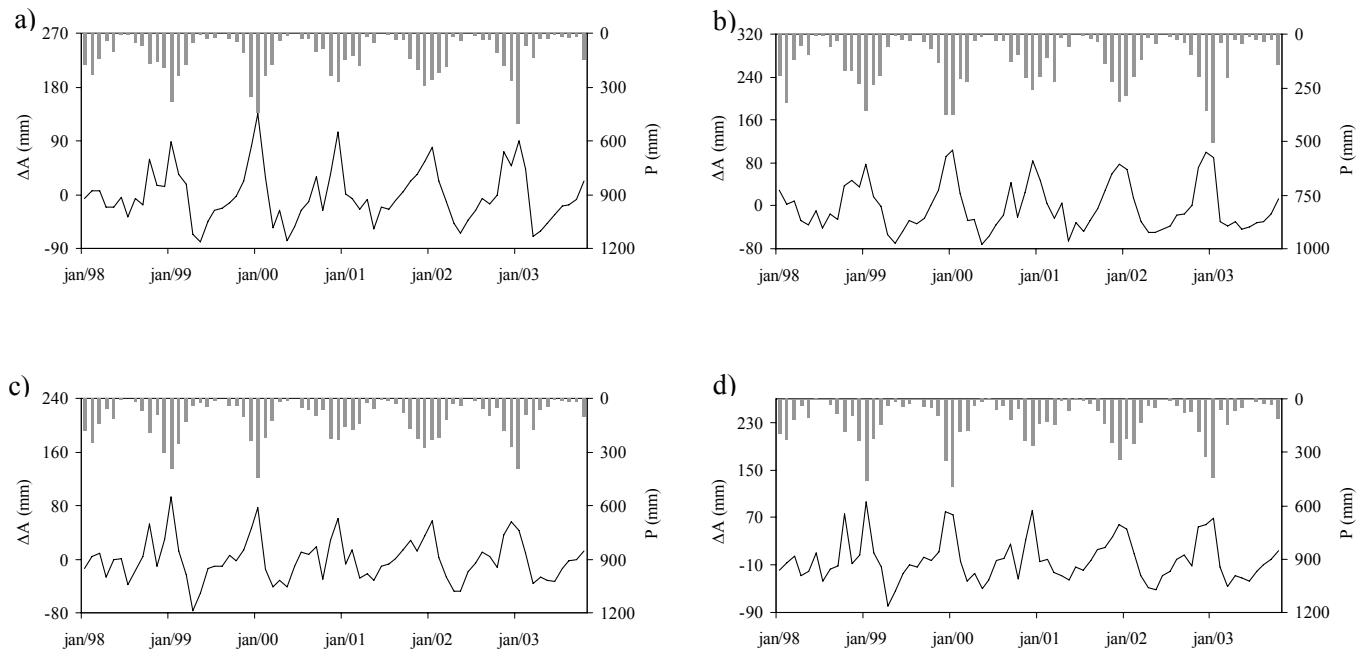


Gráfico 15 Variação do armazenamento de água no solo simulado pelo modelo hidrológico com passo diário (ΔA) e hietograma observado (P) para as bacias hidrográficas dos rios Aiuuoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

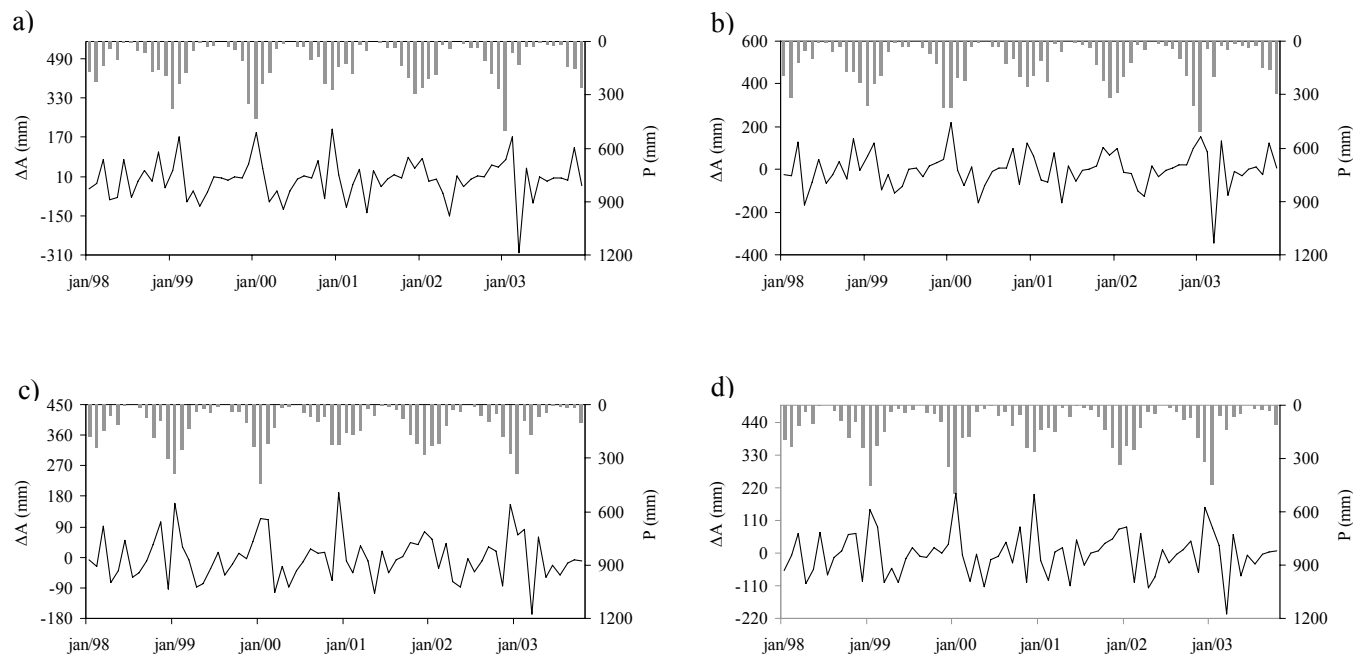


Gráfico 16 Variação do armazenamento de água no solo simulado pelo modelo hidrológico com passo mensal (ΔA) e hietograma médio mensal observado (P) para as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

3.4 Análises complementares dos processos hidrológicos

Complementarmente às análises apresentadas anteriormente, exploraram-se a curva de permanência para o modelo com passo diário e a dispersão das vazões simuladas em torno da reta 1:1 para o modelo com passo mensal. Tais aplicações têm como objetivo analisar a aplicabilidade prática dos resultados da simulação como ferramenta de gestão e planejamento hidrológico.

As curvas de permanência observadas e simuladas pelo modelo hidrológico com passo diário para as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d) estão apresentados no Gráfico 17. Essa abordagem evidencia a frequência com a qual determinada vazão é excedida e é bastante aplicada para a determinação de vazões mínimas de referência para outorga, no contexto da gestão de recursos hídricos. Conforme se pode observar, as curvas de permanência simuladas para as quatro bacias em estudo mostraram forte aderência às curvas observadas.

Na Tabela 12 constam as vazões simuladas com permanências de 95% ($Q_{95\%}$), 90% ($Q_{90\%}$), 80% ($Q_{80\%}$), 20% ($Q_{20\%}$), 10% ($Q_{10\%}$) e 5% ($Q_{5\%}$) e o desvio percentual com relação às vazões observadas. A vazão $Q_{95\%}$ variou de 16,8 a 43,7 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ e apresentou desvios de 7,2%, 25,1%, 9,9% e -5,0%, nas bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente. Resultados de mesma qualidade, apresentando pequenas superestimativas na maioria das aplicações, foram apresentados pelas vazões $Q_{80\%}$ e $Q_{90\%}$. Viola (2008) analisou a curva de permanência simulada por uma versão do modelo LASH distribuída por sub-bacias aplicada à bacia do rio Grande. Dentre outros, o autor encontrou um desvio de -25,2% para vazão $Q_{90\%}$ e destacou a aplicabilidade prática do modelo hidrológico, uma vez que os erros obtidos por modelos empíricos de regionalização hidrológica são frequentemente superiores. Beskow (2009) obteve a curva de permanência simulada para o ribeirão Jaguara (32 km^2) por

uma versão distribuída do modelo LASH, com resultados promissores. A vazão $Q_{90\%}$ simulada foi de $0,131 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, enquanto o valor observado foi de $0,122 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, o que representa um desvio de 7%.

No contexto de vazões máximas, notadamente $Q_{20\%}$, $Q_{10\%}$ e $Q_{5\%}$, foram encontradas pequenas subestimativas na maioria das aplicações, tendo sido encontrado erro superior a 20% apenas para $Q_{20\%}$ na bacia do rio Verde. Estes resultados estão de acordo com aqueles propiciados pelo coeficiente estatístico C_{NS} e atestam a qualidade da estimativa de vazões máximas pelo modelo LASH, demonstrando as qualidades necessárias para a previsão de vazões para uso pela vigilância civil, bem como estudos associados aos períodos de cheia e inundações.

Tabela 12 Vazões simuladas (Q) com permanências de 95% ($Q_{95\%}$), 90% ($Q_{90\%}$), 80% ($Q_{80\%}$), 20% ($Q_{20\%}$), 10% ($Q_{10\%}$) e 5% ($Q_{5\%}$), em m^3s^{-1} , e desvio com relação aos valores observados (Δ_Q), em %, para as bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde

Perm. (%)	Aiuruoca		Grande		Sapucaí		Verde	
	Q	Δ_Q	Q	Δ_Q	Q	Δ_Q	Q	Δ_Q
95	16,8	7,2	19,6	25,1	43,7	9,9	28,1	-5,0
90	18,1	1,4	21,0	21,5	48,8	10,1	31,0	-4,4
80	20,8	0,3	23,6	14,1	58,0	16,9	37,2	1,3
20	49,0	-14,5	56,1	-5,5	167,0	0,7	116,1	21,6
10	65,7	-13,4	78,0	-2,8	219,2	-1,7	152,3	12,6
5	82,2	-17,3	97,3	-10,6	294,8	4,5	186,9	-2,0

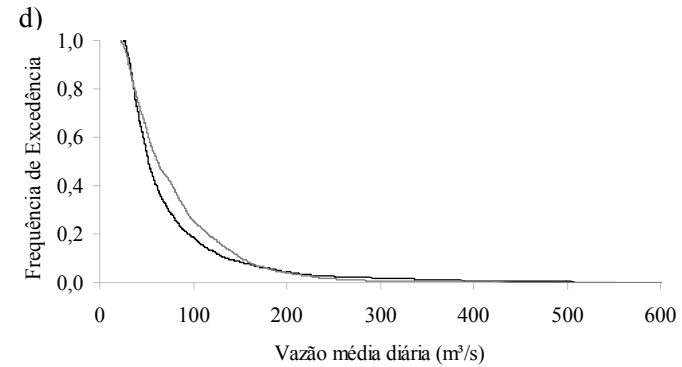
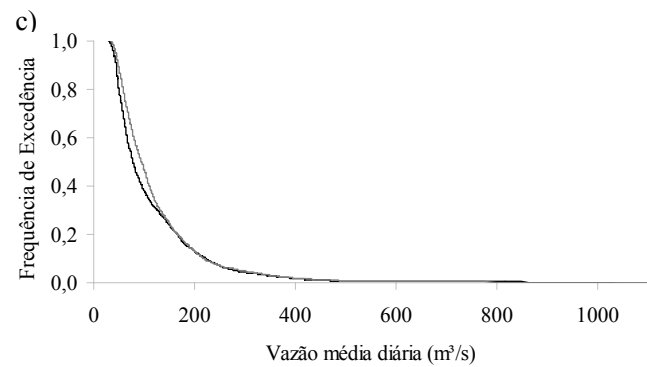
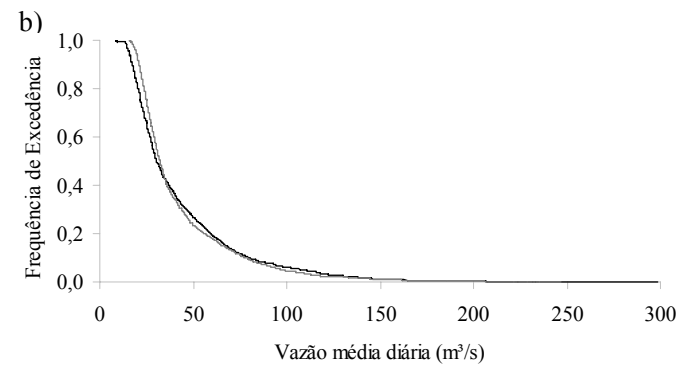
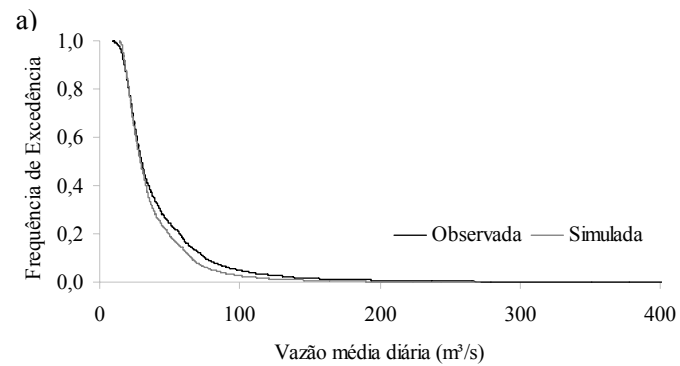


Gráfico 17 Curva de permanência observada e simulada pelo modelo hidrológico com passo diário para as bacias hidrográficas dos rios Aiuuoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

A dispersão do deflúvio simulado pelo modelo hidrológico LASH com passo mensal, em torno da reta 1:1, encontra-se no Gráfico 18. Conforme pode ser observado, o escoamento simulado apresentou baixa dispersão, o que é reforçado pelos resultados do coeficiente de determinação (R^2), que foram de 0,92, 0,88, 0,88 e 0,92, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente. Além deste aspecto, nota-se que o desvio provocado pelo modelo calibrado mensalmente é de pequena magnitude, verificando-se boa distribuição dos pontos ao redor da reta 1:1, praticamente não havendo predominância de pontos acima ou abaixo da reta, especialmente para as bacias dos rios Verde, Grande e Aiuruoca.

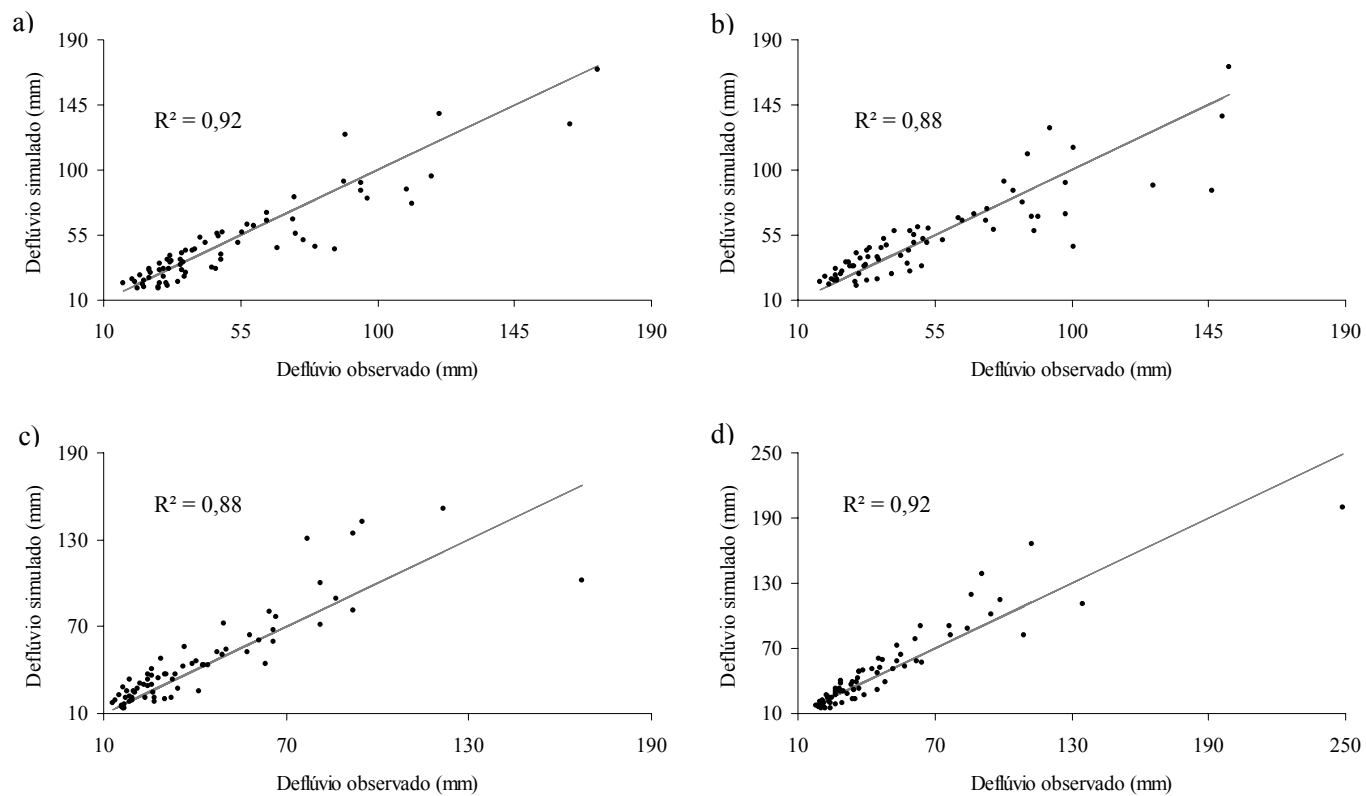


Gráfico 18 Dispersão do deflúvio simulado pelo modelo hidrológico LASH com passo mensal para as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d), em torno da reta 1:1

4 CONCLUSÕES

Os resultados de todos os coeficientes estatísticos aplicados para avaliar o desempenho do modelo hidrológico LASH mostraram boa performance nas etapas de calibração e verificação, nas simulações com passo diário e mensal, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, atestando a qualidade do modelo para aplicações diversas na gestão e no planejamento dos recursos hídricos na região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande.

A análise da sensibilidade do modelo revelou que o parâmetro de maior sensibilidade foi K_B , o qual está associado ao escoamento base, seguido do parâmetro λ , o qual está associado à abstração inicial da precipitação.

Os escoamentos subterrâneo, subsuperficial e superficial direto mostraram comportamento condizente com o do hidrograma observado e as diferenças nos componentes simulados para as quatro bacias hidrográficas em estudo puderam ser satisfatoriamente explicadas a partir do diagnóstico do uso atual do solo.

O módulo de evapotranspiração do modelo LASH mostrou-se apto a simular o efeito da redução do teor de água no solo, característico da estação de inverno nas bacias hidrográficas em estudo, sobre a lâmina evapotranspirada. A comparação dos totais anuais simulados aos obtidos pelo balanço hídrico anual obteve pequenos desvios. Levando-se em consideração que os dados de referência obtidos pelo balanço hídrico anual marcam um indicativo da magnitude do fenômeno em estudo e que o período em análise é totalmente desconhecido do processo de calibração do modelo hidrológico, pode-se concluir sobre o bom desempenho do módulo de evapotranspiração do modelo LASH.

O comportamento temporal do armazenamento de água no solo reproduziu coerentemente a variabilidade climática observada na região. Dessa

maneira, pode-se concluir que as estimativas dos processos físicos do modelo LASH centrados nessa variável, notadamente as lâminas de escoamento, apresentam embasamento físico adequado.

As curvas de permanência simuladas pelo modelo com passo diário mostraram forte aderência às observadas, com pequenos erros de estimativa das vazões com 95%, 90%, 80%, 20%, 10% e 5% de permanência. Estes resultados evidenciam a aplicabilidade do modelo em distintas demandas enfrentadas pela gestão e planejamento dos recursos hídricos.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G. et al. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 300 p. (Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ALMEIDA, A. C. et al. Growth and water balance of *Eucalyptus grandis* hybrid plantations in Brazil during a rotation for pulp production. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 251, n. 1/2, p. 10-21, Oct. 2007.
- ALMEIDA, A. C.; SOARES, J. V. Comparação entre uso de água em plantações de *Eucalyptus grandis* e floresta ombrófila densa (mata Atlântica) na costa leste do Brasil. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 27, n. 2, p. 159-170, mar./abr. 2003.
- ARAÚJO, A. R. de. **Solos da bacia do Alto Rio Grande, MG: base para estudos hidrológicos e aptidão agrícola**. 2006. 345 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2006.
- ALVARENGA, C. C. **Indicadores hidrológicos do solo para identificação de áreas de recarga de água subterrânea**. 2010. 150 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2010.
- BESKOW, S. **LASH model: a hydrological simulation toll in gis framework**. 2009. 118 f. Thesis (Doctor in Engineering Agricultural) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2009.
- BESKOW, S. et al. Performance of a distributed semi-conceptual hydrological model under tropical watershed conditions. **Catena**, Amsterdam, v. 86, n. 3, p. 160-171, Sept. 2011.
- BESKOW, S.; MELLO, C. R.; NORTON, L. D. Development, sensitivity and uncertainty analysis of LASH model. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 68, n. 3, p. 265-393, 2011.
- BORMANN, H. et al. Analyzing the effects of soil properties changes associated with land use changes on the simulated water balance: a comparison of three hydrological catchment models for scenario analysis. **Ecological Modelling**, Amsterdam, v. 209, n. 1, p. 29-40, Feb. 2007.

BROOKS, K. et al. **Hydrology and the management of watersheds**. Ames: Iowa State University, 1997. 502 p.

COLLISCHONN, B. **Uso da precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído**. 2006. 128 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 194 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COLLISCHONN, W. et al. Forecasting River Uruguay flow using rainfall forecasts from a regional weather-prediction model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 305, n. 1, p. 87-98, Feb. 2005.

_____. The MGB/IPH model for large-scale rainfall-runoff modeling. **Hydrological Science Journal**, Amsterdam, v. 52, n. 5, p. 878-895, Oct. 2007.

CONDÉ, R. C. C. **Fluxos de vapor d'água em um cerrado *sencu stricto* do Distrito Federal**. 1995. 37 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Biológicas) - Universidade de Brasília, Brasília, 1995.

CORREIA, F. W. S.; ALVALA, R. C. S.; MANZI, A. O. Distribuição sazonal e global da umidade do solo para inicialização em modelo de previsão de tempo e clima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: UFCE, 2004. 1 CD-ROM.

CURI, N.; MARQUES, J. J. G. S. M.; MARQUES, A. F. S. M.; FERNANDES, E. I. Solos, Geologia, Relevo e Mineração. In: SCOLFORO, J. R. S.; OLIVEIRA, A. D.; CARVALHO, L. M. T. (Org.). **Zoneamento ecológico-econômico do Estado de Minas Gerais: componentes geofísico e biótico**. Lavras: UFLA, 2008. p. 103-136.

DICKINSON, R. E. Modeling evapotranspiration for the three-dimensional global climate models. In: _____. **Climate processes and climate sensitivity**. Washington: AGU, 1984. p. 58-72. (Monograph Series: AGU, 29).

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS 9: getting started with ArcGIS**. Redlands, 2004. 265 p.

FAGUNDES, J. L. et al. Características morfológicas e estruturais do capim-braquiária em pastagem adubada com nitrogênio avaliadas nas quatro estações do ano. **Revista Brasileira de Zootecnia**, Viçosa, MG, v. 35, n. 1, p. 21-29, jan./fev. 2006.

GOMES, N. M. **Variabilidade espacial de atributos físico-hídricos do solo da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Marcela na Região do Alto Rio Grande, MG**. 2005. 124 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2005.

JUNQUEIRA JÚNIOR, J. A. **Escoamento de nascentes associado à variabilidade espacial de atributos físicos e uso do solo em uma bacia hidrográfica de cabeceira do Rio Grande, MG**. 2006. 84 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2006.

KUNTSCHIK, G. **Estimativa de biomassa vegetal lenhosa em cerrado por meio de sensoriamento remoto óptico e de radar**. 2004. 165 p. Tese (Doutorado em Ecologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

LEGATES, D. R.; MCCABE, G. J. Evaluating the use of “goodness of fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water Resources Research**, Washington, v. 26, n. 1, p. 69-86, Jan. 1999.

LICCIARDELO, F. et al. Runoff and soil erosion evaluation by the AnnAGNPS model in a small Mediterranean Watershed. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 5, p. 1585-1593, Oct. 2007.

LIEW, M. W. van; ARNOLD, J. G.; GARBRECHT, J. D. Hydrologic simulation on agricultural watersheds: choosing between two models. **Transactions of the ASAE**, Saint Joseph, v. 46, n. 6, p. 1539-1551, Dec. 2003.

LIMA, W. P. **Princípios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrográficas**. São Paulo: ESALQ, 1986. 242 p.

LOHMANN, D. et al. Regional scale hydrology: I., formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. **Hydrological Sciences Journal**, Oxford, v. 43, n. 1, p. 131-141, Feb. 1998.

MANFRON, P. A. et al. Modelo do índice de área foliar da cultura do milho. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 11, n. 2, p. 333-342, ago. 2003.

MARQUES FILHO, A. O.; DALLAROSA, R. G.; PACHÊCO, V. B. Radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta: reserva biológica do Cuieiras, ZF2, Manaus. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 35, n. 4, p. 427-436, out./dez. 2005.

MARSIK, M.; WAYLEN, P. An application of the distributed hydrologic model CASC2D to a tropical montane watershed. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 330, n. 3/4, p. 481-495, Nov. 2006.

MELLO, C. R. de et al. Abstração inicial da precipitação em microbacia hidrográfica com escoamento efêmero. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 3, p. 494-500, 2003.

_____. Development and application of a simple hydrologic model simulation for a Brazilian headwater basin. **Catena**, Amsterdam, v. 75, n. 3, p. 235-247, Nov. 2008.

MIRANDA, A. C. et al. Carbon dioxide fluxes over a cerrado *sensu stricto* in central Brazil. In: GASH, J. H. C. et al. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. New York: Wiley, 1996. p. 353-364.

MISHRA, S. K. et al. A modified SCS-CN method: characterization and testing. **Water Resources Management**, Washington, v. 17, n. 1, p. 37-68, Feb. 2003.

MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 3, p. 885-900, June 2007.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, p. 282-290, 1970.

NÓBREGA, M. T. et al. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 15, p. 585-595, 2011. Special issue.

NOTTER, B. et al. Impacts of environmental change on water resources in the Mt. Kenya Region. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 343, n. 3/4, p. 266-278, Sept. 2007.

RAWLS, W. J. et al. Infiltration and soil water movement. In: MAIDMENT, D. R. (Ed.). **Handbook of hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993. p. 1-51.

RIBEIRO NETO, A. **Simulação hidrológica na Amazônia: rio Madeira**. 2006. 178 p. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation. In: MAIDMENT, D. R. (Ed.). **Handbook of hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993. p. 1-53.

STACKELBERG, N. O. von et al. Simulation of the hydrologic effects of afforestation in the Tacuarembó River Basin, Uruguay. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 2, p. 455-468, Apr. 2007.

THANAPAKPAWIN, P. et al. Effects of landuse change on the hydrologic regime of the Mae Chaem river basin, NW Thailand. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 334, n. 1/2, p. 215-230, Feb. 2007.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. 2. ed. Porto Alegre: UFRGS, 2005. 678 p.

VIOLA, M. R. **Simulação hidrológica na região Alto Rio Grande a montante do Reservatório de Camargos/CEMIG**. 2008. 120 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Água e Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

VIOLA, M. R. et al. Métodos de interpolação espacial para o mapeamento da precipitação pluvial. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 14, n. 9, p. 970-978, 2010.

_____. Modelagem hidrológica na bacia hidrográfica do Rio Aiuruoca, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 13, n. 5, p. 581-590, 2009.

VIOLA, M. R.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M. Análise do escoamento em bacias hidrográficas do estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 36., 2007, Bonito. **Anais...** Bonito: SBEA, 2007. 1 CD-ROM.

WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W.; LETTENMAIER, D. P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. **Water Resources Research**, Washington, v. 30, n. 6, p. 1665-1679, Dec. 1994.

ZAAPA, M. **Multiple-response verification of a distributed hydrological model at different spatial scales**. 2002. 167 p. Thesis (Ph.D. in Natural Science) - Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, 2002.

ZHANG, H. G. et al. Potential effects of climate change on runoff in the Yellow River Basin of China. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 3, p. 911-918, June 2007.

ZHOU, M. C. et al. Estimating potential evapotranspiration using Shuttleworth-Wallace model and NOAA-AVHRR NDVI data to feed a distributed hydrological model over the Mekong River basin. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 327, n. 1/2, p. 151-173, July 2006.

CAPÍTULO 3

Simulação dos impactos do uso do solo no comportamento dos recursos hídricos superficiais na cabeceira da bacia do rio Grande, sul de Minas Gerais

RESUMO

O balanço hídrico em bacias hidrográficas sofre influência de vários fatores, dentre estes, o uso do solo. A estimativa dos impactos da modificação da cobertura vegetal sobre a disponibilidade hídrica requer a modelagem de sua inter-relação com os solos, relevo e clima, o que pode ser feito por modelos hidrológicos distribuídos e com base física. A região sul de Minas Gerais está passando por intensas modificações no uso agrícola do solo. Ao sul, na serra da Mantiqueira, a fronteira agrícola está se expandindo sobre os remanescentes de Mata Atlântica, visando, principalmente, à abertura de pastagens extensivas para a condução de rebanho bovino. Na média e na baixa bacia, o eucalipto está sendo implantado em larga escala, basicamente como resposta à rápida expansão do mercado de celulose no Brasil. Tais intervenções podem modificar substancialmente o balanço hídrico e seus efeitos precisam ser avaliados cientificamente, visando gerar subsídios técnicos direcionadores que tornem possível uma abordagem conjunta da gestão do uso do solo e dos recursos hídricos. A região em estudo abrange as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (BRA), Grande (BRG-MD), Sapucaí (BRS) e Verde (BRV), delimitadas a partir das seções de controle de Fazenda Laranjeiras, Madre de Deus, Careaçú e Três Corações, respectivamente, localizadas na região sul de Minas Gerais, na cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande. O escoamento destas bacias drena diretamente para reservatórios de usinas hidrelétricas, com destaque para Furnas, que tem grande importância tanto no contexto energético quanto hidrológico. Dessa forma, o trabalho foi realizado com o objetivo de simular os possíveis impactos hidrológicos associados a cinco cenários (C) tendenciais de uso do solo nas bacias hidrográficas de cabeceira do rio Grande, sendo: C₁ e C₂: reflorestamento pela cultura do eucalipto de 20% e 50% da área atual de pastagem, respectivamente; C₃: reflorestamento por eucalipto em 100% da área atual de pastagem apenas nas sub-bacias em que essa tendência é pronunciada; C₄ e C₅: desmatamento de 30% e 70% dos fragmentos florestais na serra da Mantiqueira para a abertura de pastagens, respectivamente. Os resultados mostraram que a disponibilidade hídrica superficial poderá sofrer sérias

conseqüências, como função da modificação da interceptação, profundidade do sistema radicular e evapotranspiração, com a alteração do uso do solo. Foram estimadas reduções importantes no escoamento dos cenários C₁ (-51,65 mm ano⁻¹), C₂ (-110,29 mm ano⁻¹) e C₃ (-59,48 mm ano⁻¹), inclusive para as vazões mínimas, que foram de -6,64% (C₁), -15,29% (C₂) e -8,35% (C₃), com possíveis implicações sobre as vazões outorgáveis e a qualidade da água. Contudo, para os cenários C₄ e C₅, as estimativas foram de aumento do escoamento, de 57,63 mm ano⁻¹ e 156,78 mm ano⁻¹, respectivamente, com aumento das vazões máximas, de 15,02% (C₄) e 43,13% (C₅), indicando que, nesta situação, poderá ocorrer agravamento dos problemas associados com as cheias e inundações.

Palavras-chave: Alterações no uso do solo. Eucalipto. Desmatamento. Análise de sensibilidade. Bacia hidrográfica do rio Grande.

ABSTRACT

The water balance in basins is affected by several elements, especially those related to the land use. The simulation of the impacts of land use change on water resources availability requires the understanding of inter-relationship between vegetation, soils, topography and climate. This way, a distributed and physically based hydrologic model can be feasible. The studied area is located in Southern Minas Gerais state, Brazil, and includes Aiuruoca, Grande, Verde and Sapucaí basins, located in the Headwaters of Grande river basin, which is the main tributary of the Paraná River. Discharges originated from these basins drains toward to Hydropower plant reservoirs, highlighting the Furnas Hydropower Plant, which has great importance in both electric energy production and hydrology context. Southern Minas Gerais state is experiencing great changes in its land use pattern. Thus, this work purposes to simulate the possible hydrologic impacts produced by five land use change scenarios (C) as follows: C₁ and C₂: eucalyptus plantation instead of 20 % and 50% of the current area of pasture, respectively; C₃: eucalyptus plantation instead of 100% of the current pasture areas but only at sub-basins in which this trend is more highlighted; C₄ and C₅: deforestation of 30% and 70% of forest remnants in Mantiqueira Range for pasture, respectively. The results showed that land use trend scenarios can impact seriously the streamflow in the basins, as a function of change in the root depth, interception and evapotranspiration rates. Water yield reductions were estimated for the scenarios C₁ (-51.65 mm yr⁻¹), C₂ (-110.29 mm yr⁻¹) and C₃ (-59.48 mm yr⁻¹), and also for the base flow, reaching -6.64% (C₁) -15.29% (C₂) and -8.35% (C₃), with important implications for water resources management. However, for scenarios C₄ and C₅, it was estimated water yield increase of 57.63 mm yr⁻¹ and 156.78 mm yr⁻¹, respectively, as well as to the surface runoff, about 15.02% (C₄) and 43.13% (C₅), indicating worsening of the problems associated with floods.

Keywords: Land use change. Eucalyptus. Deforestation. Sensitive analysis. Grande river basin.

1 INTRODUÇÃO

O desenvolvimento demográfico e sócio-econômico mundial observado nas últimas décadas impulsionou uma forte e crescente demanda sobre as áreas agrícolas pela produção de alimentos, fibras, madeira e insumos para diversificados processos industriais. Neste contexto, a função primária e vital de produção de água nas bacias hidrográficas toma, muitas vezes, caráter secundário, diante dos múltiplos usos do solo que integram e afetam adversamente a paisagem e o comportamento hidrológico das bacias hidrográficas.

A região sul de Minas Gerais está localizada na bacia hidrográfica do rio Paraná, precisamente na região de cabeceira da bacia do rio Grande, que é um de seus principais afluentes, com nascentes na vertente nordeste da serra da Mantiqueira, no extremo sul do estado de Minas Gerais. Encontra-se instalada na bacia hidrográfica do rio Grande uma sequência de grandes reservatórios de usinas hidrelétricas, os quais são essenciais para a regularização do escoamento na bacia hidrográfica do rio Paraná e, conseqüentemente, para a geração de energia elétrica, visto que aproximadamente 90% da energia consumida no país é produzida pela matriz hidráulica (NÓBREGA et al., 2011).

Uma das principais características dos ecossistemas tropicais e subtropicais consiste da variabilidade intra-anual do regime de precipitação, afetando sobremaneira o regime hidrológico, que também sofre influência importante do uso do solo. O manejo adequado de bacias hidrográficas, estabelecido pelo correto uso agrícola do solo, possibilita a manutenção da capacidade de recarga dos aquíferos e é a chave para o entendimento e a determinação das condições de produção de água nas regiões de cabeceira de bacias hidrográficas. O uso do solo na região sul de Minas Gerais é definido pela atividade pecuária, com predominância dos sistemas de criação de gado

extensivo e semi-intensivo, e também pela atividade agrícola, distinguida pelo cultivo de culturas anuais, especialmente o milho, e perenes, com destaque para a cafeeicultura. Todavia, no extremo sul da região, na serra da Mantiqueira, a paisagem é singular, com presença de Floresta Ombrófila e agricultura familiar. Na atualidade, diante da ampliação da demanda por matérias-primas para a indústria moveleira, a construção civil e a produção de carvão e celulose, entre outros, tem sido observada rápida expansão da silvicultura na região, sobretudo da cultura do eucalipto. Concomitante, tem sido observada ampliação das áreas de pastagem, as quais, normalmente, são extensivas e de baixa capacidade de suporte e praticamente sem os devidos cuidados edáficos. Estas mudanças integram as principais tendências de modificação no uso do solo para a região nos próximos anos. Nesse sentido, toda e qualquer alteração no uso do solo que afetar a cabeceira da bacia do rio Grande poderá refletir em impactos não somente locais, mas em todo o complexo de geração hidrelétrica instalado na bacia hidrográfica do rio Paraná.

Uma das formas mais comuns de avaliação do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas consiste no desenvolvimento e, principalmente, na aplicação de modelos com auxílio de técnicas de mapeamento. Para isso, são necessárias séries históricas de precipitação e evapotranspiração para simular o comportamento das vazões a partir do estabelecimento de um balanço hídrico, tendo-se determinada camada de solo como controle (RIBEIRO NETO, 2006). Esse tipo de investigação científica tem sido altamente aceito, em especial quando Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) e técnicas de sensoriamento remoto são aplicados visando distribuir, espacialmente, as variáveis de entrada do modelo, bem como sua calibração distribuída por unidades hidrológicas homogêneas ou por sub-bacias hidrográficas, consistindo no estado da arte do conhecimento na área de recursos

hídricos superficiais (GREEN et al., 2006; MARIK; WAYLEN, 2006; STACKELBERG et al., 2007).

Alguns modelos fisicamente baseados têm sido desenvolvidos e aplicados para simulação hidrológica em diversas bacias hidrográficas, tais como SWAT (BORMANN et al., 2007; GREEN et al., 2006; STACKELBERG et al., 2007), NRM3 Streamflow (NOTTER et al., 2007), annAGNPS (LICCIARDELLO et al., 2007), CASC2D (MARIK; WAYLEN, 2006) e MGB/IPH (COLLISCHONN et al., 2005). Contudo, e de acordo com Marik e Waylen (2006) e Notter et al. (2007), para a aplicação de alguns desses modelos, são imprescindíveis dados de entrada de alta qualidade, especialmente de parâmetros de solo de difícil e dispendiosa determinação e séries históricas climáticas completas oriundas de vários postos de observação e, portanto, espacialmente distribuídas. Estas situações limitam a atuação dos modelos e são comuns em vários países.

O modelo hidrológico *Lavras Simulation of Hydrology* (LASH) é um modelo determinístico, semifísico e distribuído por sub-bacias hidrográficas. Foi originalmente desenvolvido pela equipe de recursos hídricos da Universidade Federal de Lavras, em 2008 (VIOLA, 2008). O modelo foi idealizado com o objetivo de propiciar a simulação em bacias hidrográficas com limitação qualitativa de dados e tem sido aplicado a diferentes bacias hidrográficas da região sul de Minas Gerais, com bons resultados no tocante à sua acurácia na simulação do escoamento. Viola (2008) aplicou o modelo LASH para a simulação hidrológica das bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (2.095 km²) e Grande (2.080 km²), de forma concentrada e distribuída por sub-bacias, tendo obtido boa acurácia em ambas as abordagens. Contudo, foi observada melhoria significativa na simulação de vazões máximas pela versão com discretização espacial distribuída por sub-bacias hidrográficas. Mello et al. (2008) avaliaram a aplicabilidade do modelo LASH para simular os impactos hidrológicos devido a

alterações no uso do solo na bacia do rio Grande, concluindo que o modelo apresentou boa acurácia na simulação do escoamento e que pode ser aplicado para a simulação dos impactos hidrológicos associados a modificações da cobertura vegetal. Beskow (2009) desenvolveu uma estrutura SIG para o modelo LASH e o aplicou na simulação da bacia hidrográfica do ribeirão Jaguará, com 32 km², com bons resultados no tocante à acurácia na simulação de vazões médias, máximas e de referência para outorga. Beskow et al. (2011) realizaram análise de sensibilidade dos principais parâmetros do modelo LASH, identificando que os parâmetros mais sensíveis estão associados ao escoamento subterrâneo. Tendo como referência os trabalhos desenvolvidos com o modelo LASH especificamente para a região sul de Minas Gerais, é possível afirmar que o mesmo tem sido adequado para a realidade geomorfológica, climática e de base de dados da região, respondendo de forma coerente ao comportamento hidrológico das bacias da região, inclusive em bacias de menor porte.

Objetivou-se, neste trabalho, prognosticar os cenários tendenciais de uso do solo nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (BRA), Grande (BRG-MD), Sapucaí (BRS) e Verde (BRV), delimitadas a partir das seções de controle de Fazenda Laranjeiras, Madre de Deus, Careaçú e Três Corações, respectivamente, e aplicar o modelo hidrológico LASH para a simulação dos impactos hidrológicos advindos destes usos do solo.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Bacias hidrográficas e base de dados

A área estudada abrange as hidrográficas dos rios Aiuruoca (BRA), Grande (BRG-MD), Sapucaí (BRS) e Verde (BRV), com seção de controle nos postos fluviométricos do Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM) de Fazenda Laranjeiras, Madre de Deus de Minas, Careaçú e Três Corações, respectivamente, totalizando áreas de drenagem de 2.095, 2.080, 7.325 e 4.178 km², respectivamente.

Em termos hidrográficos, as bacias estão localizadas na cabeceira do rio Grande, com nascentes situadas na serra da Mantiqueira, importante limite geográfico que demarca, ao sul do estado de Minas Gerais, a divisa com os estados de São Paulo e Rio de Janeiro. No contexto geográfico, as bacias dos rios Aiuruoca, Grande e Verde estão totalmente inseridas na região sul de Minas Gerais, ao passo que a bacia do rio Sapucaí apresenta uma pequena parcela inserida na região nordeste do estado de São Paulo.

Dados diários de precipitação e vazão foram adquiridos no Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb) da Agência Nacional de Águas (ANA), totalizando 40 postos pluviométricos e 4 fluviométricos, com séries históricas do período de 1990 a 2003. Os dados climáticos aplicados foram disponibilizados pelo Quinto Distrito de Meteorologia do Instituto Nacional de Meteorologia (5º DISME/INMET) e referem-se às estações meteorológicas de São Lourenço, Machado e Lavras. Os elementos meteorológicos disponibilizados foram: insolação, precipitação, pressão atmosférica, umidade relativa, velocidade do vento e temperaturas máxima, média e mínima, os quais foram aplicados para estimativa da evapotranspiração pelo método de Penman-Monteith.

A aplicação do modelo LASH requer mapas de elevação, de solos e de vegetação, dos quais são extraídos alguns parâmetros necessários para a simulação. O modelo digital de elevação do terreno (MDE) proporciona a definição de parâmetros físicos relacionados à topografia, à rede de drenagem derivada numericamente e à delimitação de sub-bacias. O mapa de vegetação permite a identificação do índice de área foliar, da profundidade do sistema radicular, do albedo, da resistência superficial e da altura da vegetação. A partir do mapa de solos é possível estimar a capacidade de armazenamento de água dos mesmos. Maiores detalhes sobre a localização das bacias hidrográficas, rede de drenagem, postos de monitoramento hidro-climatológicos, parâmetros obtidos na literatura e mapas de vegetação, solos e elevação podem ser obtidos no capítulo 2.

2.2 Modelo hidrológico LASH

Para a condução das simulações hidrológicas foi aplicada uma versão do modelo hidrológico *Lavras Simulation of Hydrology* (LASH), originalmente elaborado por Mello et al. (2008) e Viola (2008) e aperfeiçoado por Beskow (2009), Beskow et al. (2011) e Beskow, Mello e Norton (2011). O modelo LASH tem sido aplicado a diferentes bacias hidrográficas da região sul de Minas Gerais, tendo sido obtidos bons resultados no tocante à sua acurácia na simulação do escoamento. Com o objetivo de simular os impactos hidrológicos decorrentes dos cenários verossímeis de uso do solo projetados para a região em estudo, o modelo LASH foi calibrado para simulação contínua de vazões com passo diário e discretização espacial distribuída por sub-bacias, de forma semelhante ao aplicado por Mello et al. (2008) e Viola (2008).

O modelo LASH consiste de um modelo semiconceitual baseado em outros modelos hidrológicos que descrevem cada etapa do ciclo hidrológico,

notadamente CN-SCS modificado por Mishra et al. (2003), MGB-IPH (COLLISHONN, 2001) e Muskingum-Cunge Linear (TUCCI, 2005). Nele, a modelagem é dividida em três módulos básicos da seguinte forma: (a) no primeiro, estimam-se as lâminas de escoamento superficial direto (D_{SUP}), subsuperficial (D_{SS}) e subterrâneo (D_B); (b) o segundo simula o retardamento dos escoamentos nas sub-bacias através de reservatórios lineares e estimativas de tempos de residência da água em cada módulo; (c) as vazões são propagadas na rede de drenagem através de um modelo vazão-vazão que, no caso, foi aplicado o modelo Muskingum-Cunge Linear, o qual também tem sido aplicado nos modelos MGB-IPH e SWAT com o mesmo objetivo.

A estimativa dos processos físicos do ciclo hidrológico envolvidos na modelagem é baseada no armazenamento atual de água no solo (BESKOW, 2009; MELLO et al., 2008; VIOLA, 2008). A cada passo do modelo essa variável é atualizada no balanço hídrico, de acordo com a Equação 1.

$$A_{t+1} = A_t + (P - D_{SUP} - D_{SS} - D_B - ET) \cdot \Delta t \quad (1)$$

em que A_{t+1} é o armazenamento de água no solo no tempo $t+1$; A_t é o armazenamento no tempo anterior; P é a precipitação descontada a interceptação; D_{SUP} é a lâmina de escoamento superficial; D_{SS} é a lâmina de escoamento subsuperficial; D_B é a lâmina de escoamento subterrâneo; ET é a evapotranspiração e Δt é o intervalo ou passo de simulação. Todos os componentes estão em mm dia^{-1} .

Detalhes adicionais sobre o modelo LASH podem ser obtidos junto ao capítulo 2 e também nos trabalhos desenvolvidos por Beskow (2009), Beskow et al. (2011), Beskow, Mello e Norton (2011), Mello et al. (2008), Viola (2008) e Viola et al. (2009).

2.3 Cenários de mudanças no uso do solo

Na simulação dos impactos hidrológicos decorrentes de alterações no uso do solo foram abordadas tendências recentes observadas na região. Apresenta-se, na sequência, um breve diagnóstico do uso atual do solo, visando subsidiar a interpretação dos cenários projetados.

De maneira geral, o uso do solo nas bacias em estudo é marcado por ampla exploração agropecuária ao norte, próximo das seções de controle. Todavia, ao sul, junto à serra da Mantiqueira, a paisagem é distinta, ocorrendo Floresta Ombrófila (remanescentes de Mata Atlântica), pastagem e agricultura familiar. Na Tabela 1 estão apresentados os percentuais de área ocupados por classe de cobertura vegetal nos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde. Detalhes inerentes à metodologia de elaboração do mapa de uso atual do solo (Figura 1a) podem ser consultados no capítulo 2.

Tabela 1 Percentagem da área ocupada por classe de cobertura vegetal nas bacias hidrográficas estudadas

Cobertura vegetal	Aiuruoca	Grande	Sapucaí	Verde
Agricultura	11,23	13,28	13,77	14,02
Pastagem	54,11	47,07	60,27	61,28
Floresta	18,62	14,76	23,82	21,80
Cerrado	13,42	20,71	0,46	1,58
Eucalipto	0,94	2,32	0,37	0,16
Água (reservatórios)	0,00	0,01	0,05	0,05
Urbanização	0,28	0,19	0,81	0,61
Solo exposto	1,40	1,66	0,45	0,50

A região Sul de Minas Gerais é tradicionalmente reconhecida por sua produção de laticínios, com predomínio dos sistemas extensivo e semi-intensivo de criação de gado de leite. Essa atividade, em conjunto com a produção de gado de corte, justifica a vasta abrangência da classe pastagem na região. Na atualidade, frente à inexistência de novas áreas agrícolas para exploração na média e baixa região das bacias estudadas, tem sido observada expansão da fronteira agropecuária em direção à região da serra da Mantiqueira, principalmente para a formação de pastagem.

A classe agricultura é bastante influenciada pelo uso agrícola do solo ao norte das bacias, onde ocorre cultivo de culturas anuais, especialmente o milho, e também perenes, com destaque para a cafeicultura. Os remanescentes de vegetação nativa na região são, principalmente, representados pelas classes de Florestas Nativas e Cerrado. Na baixa e média região das bacias ocorrem alguns resquícios de Cerrado, enquanto as florestas tendem a prevalecer na região de cabeceira, o que está associado às elevadas declividades na região da serra da Mantiqueira e às suas implicações quanto à legislação ambiental e à dificuldade de implantação de práticas agrícolas.

No entanto, tem sido diagnosticada nas bacias uma rápida expansão da silvicultura, sobretudo da cultura do eucalipto. Tal pressão visa essencialmente atender à grande demanda do mercado por matéria-prima para a indústria moveleira, a construção civil e a produção de carvão e celulose, dentre outros. As áreas urbanizadas nas bacias hidrográficas são consideravelmente baixas quando associadas às áreas das bacias hidrográficas como um todo (Tabela 1). A expansão destas áreas, mesmo que atinjam o dobro das áreas atuais, corresponderá a no máximo 1,6% da área de drenagem das bacias (no caso da bacia hidrográfica BRS, que possui a maior área urbanizada atual) e seu impacto, no contexto da bacia, será pouco significativo. No entanto, tomando-se

escalas menores, tais impactos podem ser importantes, mas não é o caso específico dos objetivos deste estudo.

Nesse contexto, os cenários tendenciais projetados para avaliação dos impactos hidrológicos decorrentes de alterações no uso do solo foram:

- a) cenário 1 (C_1): reflorestamento pela cultura do eucalipto de 20% da área atual de pastagem em todas as sub-bacias que compõem as bacias em estudo;
- b) cenário 2 (C_2): reflorestamento pela cultura do eucalipto de 50% da área atual de pastagem em todas as sub-bacias que compõem as bacias em estudo;
- c) cenário 3 (C_3): reflorestamento por eucalipto em 100% da área atual de pastagem apenas nas sub-bacias em que essa tendência é pronunciada;
- d) cenário 4 (C_4): desmatamento de 30% dos fragmentos florestais na serra da Mantiqueira para a abertura de pastagens;
- e) cenário 5 (C_5): desmatamento de 70% dos fragmentos florestais na serra da Mantiqueira para a abertura de pastagens.

Na Figura 1 está apresentado o mapa de uso atual do solo das bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV (a), e as projeções para os cenários C_1 (b), C_2 (c), C_3 (d), C_4 (e) e C_5 (f).

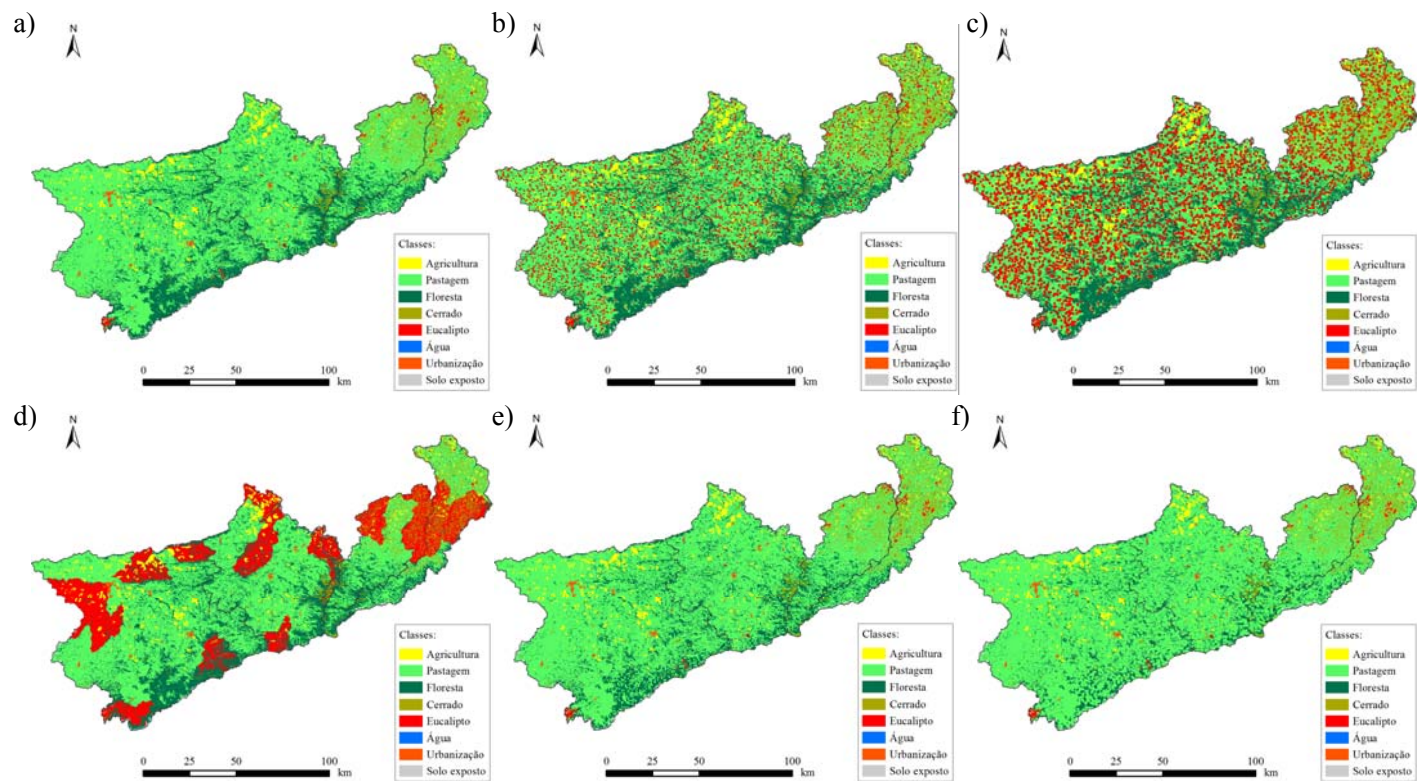


Figura 1 Mapa de uso atual do solo das bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV (a) e as projeções para os cenários C₁ (b), C₂ (c), C₃ (d), C₄ (e) e C₅ (f)

2.4 Simulação dos impactos hidrológicos devidos a alterações no uso do solo

A simulação da modificação no uso do solo foi realizada pela alteração dos parâmetros que representam a vegetação no modelo hidrológico LASH. Para a avaliação dos impactos hidrológicos devido aos cinco cenários tendenciais de uso do solo levantados, tomou-se como referência o escoamento do cenário atual, no período que se estende de 1997 a 2003. Os impactos foram, então, quantificados comparando-se o escoamento simulado para os cenários de uso do solo projetados ao do cenário atual. Os parâmetros do modelo LASH calibrados para cada uma das bacias hidrográficas foram apresentados no capítulo 2 e mantidos na simulação dos cenários. Detalhes dos processos de calibração e validação podem ser analisados no capítulo 2.

Com o objetivo de avaliar a sensibilidade e entender a influência dos parâmetros do modelo hidrológico LASH que caracterizam a vegetação sobre o escoamento simulado foi realizada uma análise de sensibilidade, seguindo metodologia proposta por Collischonn (2001) e também aplicada por Mello et al. (2008) e Viola (2008) exposta no capítulo 2. Os parâmetros estudados foram: índice de área foliar (IAF), capacidade de armazenamento de água no solo (A_m), albedo, resistência superficial (r_s) e altura média da vegetação (h_{veg}). Conforme alicerçado na literatura, o coeficiente de interceptação (α) presente no módulo de interceptação do modelo LASH não exerce influência sobre o balanço hídrico simulado (MELLO et al., 2008; VIOLA, 2008), tendo sido mantido constante nas análises.

Cabe ressaltar, que as simulações se referem exclusivamente aos impactos hidrológicos referentes às modificações da cobertura vegetal e, dessa maneira, não contemplam aspectos associados ao manejo e conservação do solo, nos quais podem ocorrer modificações nas condições de permeabilidade do perfil, com implicações diretas no balanço hídrico (BONELL et al., 2010) e nas

condições de superfície, podendo influenciar o ciclo hidrossedimentológico e a qualidade da água (VIOLA, 2008).

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Análise da sensibilidade do modelo LASH a variações nos parâmetros que representam a vegetação

Os resultados da análise de sensibilidade dos parâmetros que caracterizam a vegetação no modelo LASH para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV estão apresentados nos Gráficos 1, 2, 3 e 4, respectivamente. Na Tabela 2 estão apresentados os valores mínimos, máximos e faixa de variação (Δ) apresentada pelos parâmetros A_m , IAF, albedo, r_s e h_{veg} , frente à sua modificação entre 20% e 300% do valor de referência obtido a partir do mapa de uso atual do solo, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV.

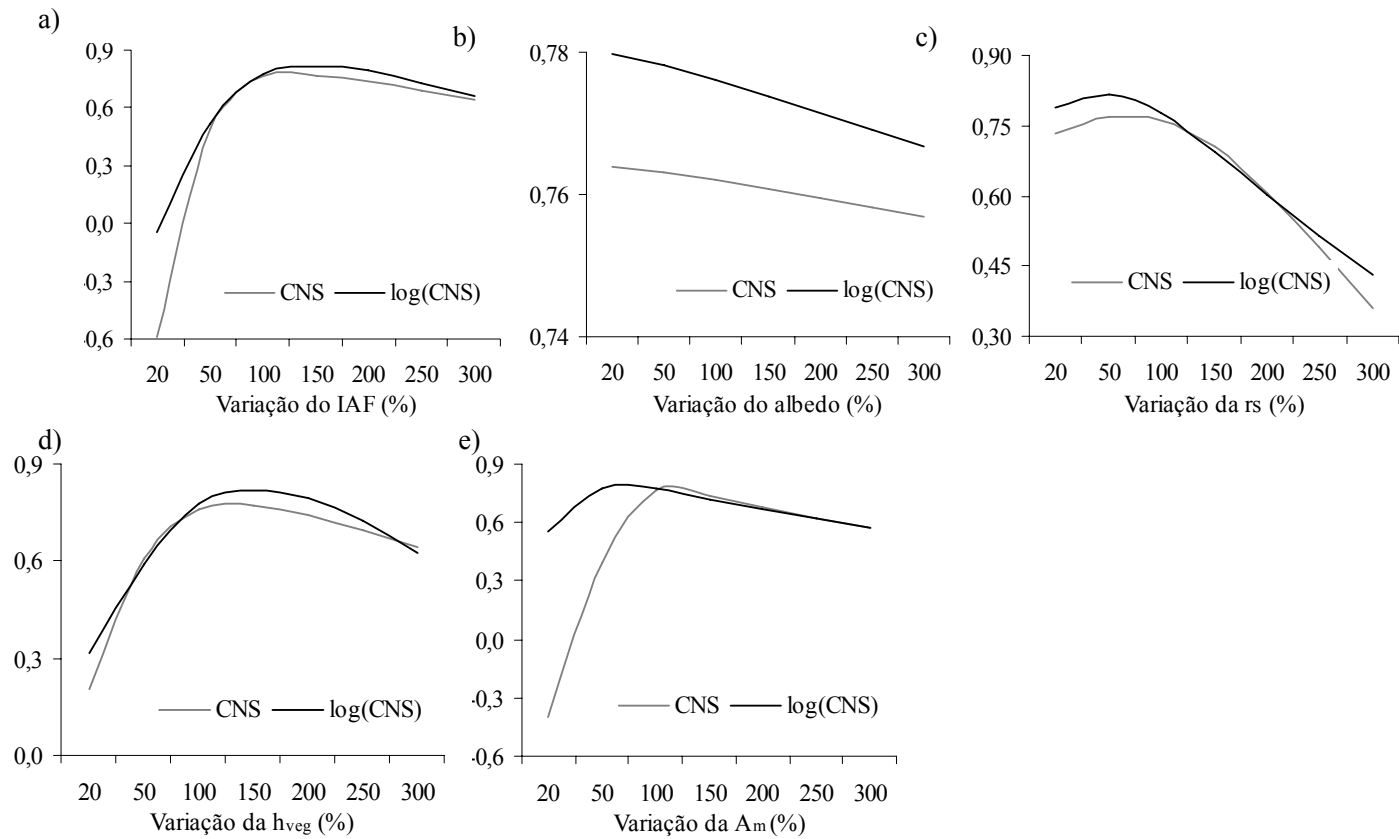


Gráfico 1 Análise da sensibilidade do modelo LASH a variações no índice de área foliar (IAF) (a), albedo (b), resistência superficial (r_s) (c), altura média da vegetação (h_{veg}) (d) e capacidade de armazenamento de água no solo (A_m) (e), quantificadas pelos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\log(C_{NS})$ para a bacia hidrográfica BRA

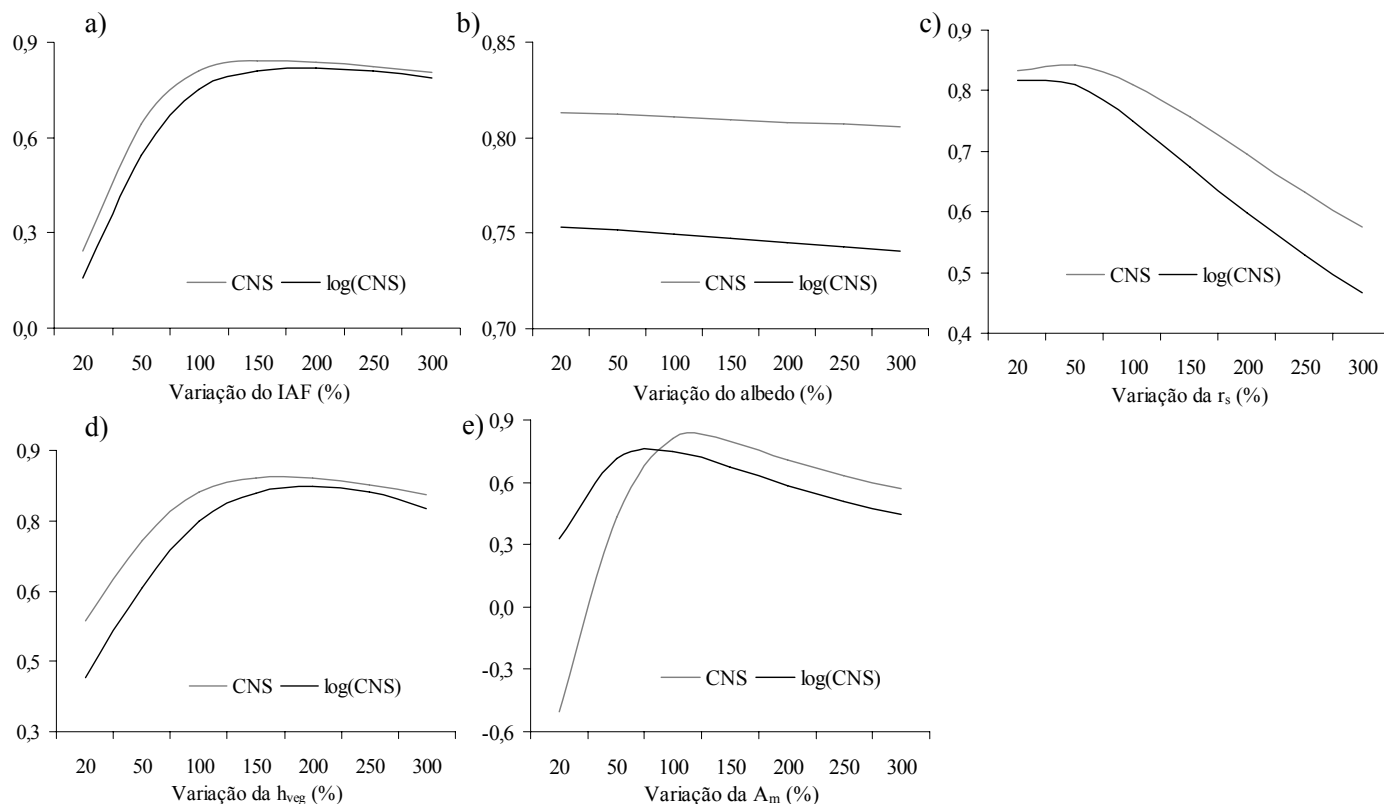


Gráfico 2 Análise da sensibilidade do modelo LASH a variações no índice de área foliar (IAF) (a), albedo (b), resistência superficial (r_s) (c), altura média da vegetação (h_{veg}) (d) e capacidade de armazenamento de água no solo (A_m) (e), quantificadas pelos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\log(C_{NS})$ para a bacia hidrográfica BRG-MD

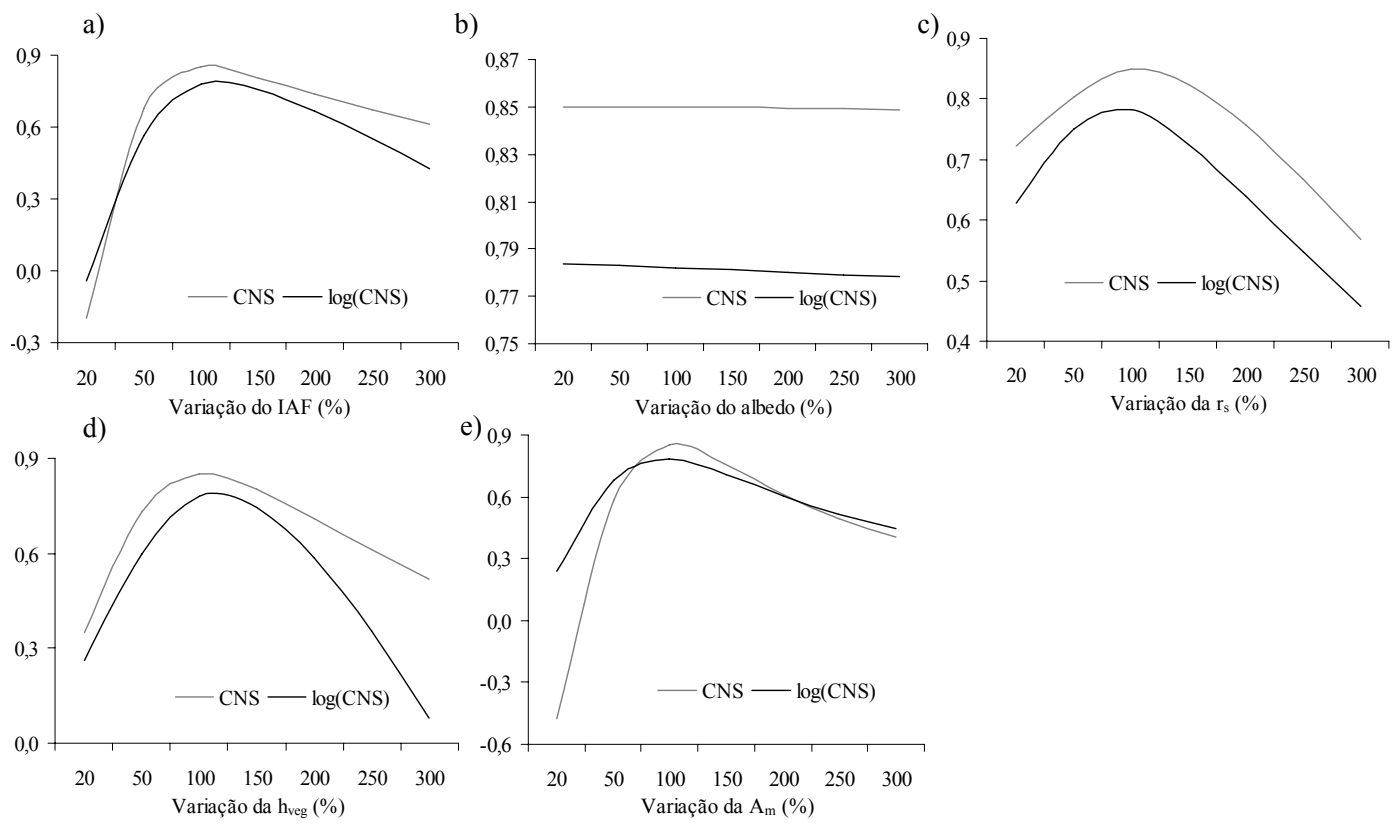


Gráfico 3 Análise da sensibilidade do modelo LASH a variações no índice de área foliar (IAF) (a), albedo (b), resistência superficial (r_s) (c), altura média da vegetação (h_{veg}) (d) e capacidade de armazenamento de água no solo (A_m) (e), quantificadas pelos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\log(C_{NS})$ para a bacia hidrográfica BRS

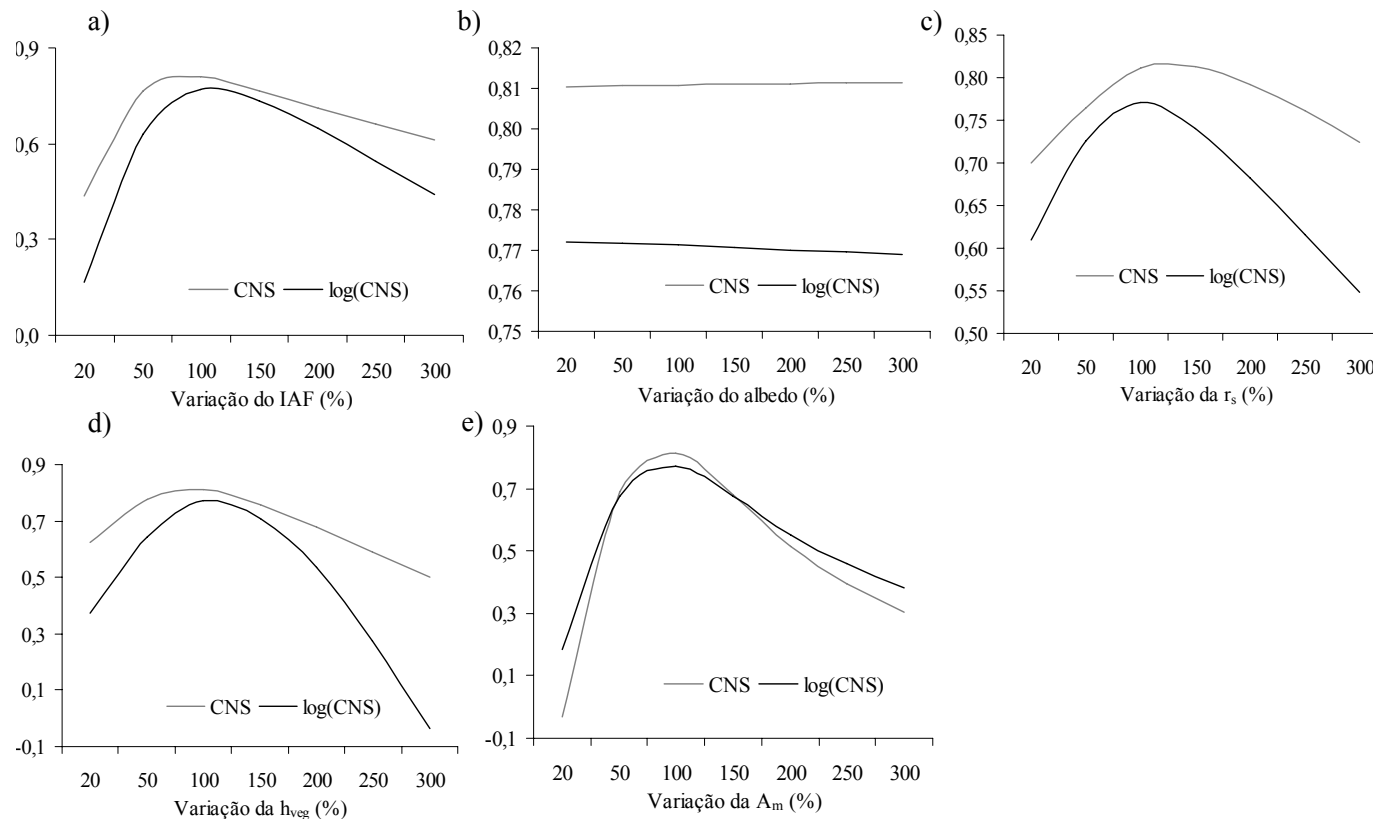


Gráfico 4 Análise da sensibilidade do modelo LASH a variações no índice de área foliar (IAF) (a), albedo (b), resistência superficial (r_s) (c), altura média da vegetação (h_{veg}) (d) e capacidade de armazenamento de água no solo (A_m) (e), quantificadas pelos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\log(C_{NS})$ para a bacia hidrográfica BRV

Observa-se, de acordo com os Gráficos 1, 2, 3 e 4, e pela Tabela 2, que o escoamento simulado pelo modelo LASH sofre influência importante do IAF, especialmente em termos das vazões máximas, conforme denota a pronunciada sensibilidade revelada pelo coeficiente estatístico C_{NS} a alterações desse parâmetro entre 20% e 300% do valor de referência obtido do mapa de uso atual do solo. Todavia, esse parâmetro também proporcionou influência sobre os trechos de recessão do hidrograma, conforme mostra a análise de sensibilidade pelo coeficiente $\log(C_{NS})$. Esse comportamento pode ser explicado pela ação direta do IAF sobre as taxas de evapotranspiração e de interceptação simuladas pelo modelo LASH, condicionando a precipitação que efetivamente atinge o solo, bem como o fluxo vertical de água, com reflexos diretos sobre o balanço hídrico. A partir desta análise pode-se inferir que modificações no uso do solo que proporcionem aumento do IAF tendem a aumentar as taxas de interceptação e de evapotranspiração, com reflexos negativos sobre a produção de água das bacias hidrográficas.

Tabela 2 Valores mínimos, máximos e faixa de variação (Δ) apresentada pelos parâmetros A_m , IAF, albedo, r_s e h_{veg} , frente à sua modificação entre 20% e 300% do valor de referência obtido a partir do mapa de uso atual do solo, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV

Valores	A_m		IAF		Albedo		r_s		h_{veg}	
	C_{NS}	$\log(C_{NS})$	C_{NS}	$\log(C_{NS})$	C_{NS}	$\log(C_{NS})$	C_{NS}	$\log(C_{NS})$	C_{NS}	$\log(C_{NS})$
Aiuruoca										
Min.	-0,39	0,55	-0,59	-0,05	0,76	0,77	0,36	0,43	0,20	0,31
Máx.	0,76	0,78	0,77	0,82	0,76	0,78	0,77	0,82	0,77	0,82
Δ	1,16	0,23	1,35	0,87	0,01	0,01	0,41	0,38	0,57	0,51
Grande										
Min.	-0,50	0,33	0,24	0,16	0,81	0,74	0,57	0,47	0,54	0,42
Máx.	0,81	0,75	0,84	0,82	0,81	0,75	0,84	0,82	0,84	0,82
Δ	1,31	0,42	0,60	0,66	0,01	0,01	0,27	0,35	0,30	0,41
Sapucaí										
Min.	-0,48	0,24	-0,20	-0,04	0,85	0,78	0,57	0,46	0,35	0,08
Máx.	0,85	0,78	0,85	0,78	0,85	0,78	0,85	0,78	0,85	0,78
Δ	1,33	0,54	1,05	0,83	0,00	0,01	0,28	0,32	0,50	0,70
Verde										
Min.	-0,03	0,19	0,44	0,17	0,81	0,77	0,70	0,55	0,50	-0,03
Máx.	0,81	0,77	0,81	0,77	0,81	0,77	0,81	0,77	0,81	0,77
Δ	0,84	0,59	0,37	0,61	0,00	0,00	0,11	0,22	0,31	0,81

Ainda no tocante à evapotranspiração, exercem influência o albedo e as resistências estomática e aerodinâmica. O albedo é o coeficiente de reflexão da superfície e, assim, condiciona a energia líquida disponibilizada para o fluxo de calor latente, contabilizada pelo saldo de radiação. Quanto menor o albedo, menor a parcela da radiação eletromagnética refletida e, conseqüentemente, maior a energia disponibilizada para a evapotranspiração. Conforme mostrado no Gráfico 1, o escoamento simulado pelo modelo LASH mostrou baixa sensibilidade a alterações do albedo, com pequenas variações dos coeficientes C_{NS} e $\log(C_{NS})$ (Tabela 2), o que indica que, dentro da faixa de modificação do albedo avaliada, têm-se pequenas modificações do escoamento.

A evapotranspiração é inversamente proporcional às resistências superficial e aerodinâmica. A resistência superficial (r_s) evidencia a eficiência do controle estomático, que é uma característica intrínseca da espécie vegetal, enquanto a resistência aerodinâmica (r_a) indica a eficiência da vegetação na difusão turbulenta do ar e é inversamente proporcional à altura média da vegetação (h_{veg}). A análise de sensibilidade mostrou que a modificação da evapotranspiração decorrente da alteração da r_s e da h_{veg} pode surtir efeitos perceptíveis aos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\log(C_{NS})$, revelando que a variação desses parâmetros diante da alteração da cobertura vegetal pode influenciar o balanço hídrico simulado pelo modelo LASH.

A capacidade de armazenamento de água no solo está diretamente relacionada à cobertura vegetal, pois o sistema radicular indica a profundidade do perfil de solo que disponibiliza água para evapotranspiração. No modelo LASH, a profundidade de controle do balanço hídrico equivale à do sistema radicular e, dessa maneira, a simulação da modificação da capacidade de armazenamento de água do solo em virtude da modificação da vegetação foi simulada pela alteração da profundidade do sistema radicular. A análise de sensibilidade mostrou que o escoamento é condicionado por esse parâmetro,

sobretudo em se tratando das vazões máximas, de acordo com a interpretação dos resultados do coeficiente C_{NS} nos Gráficos 1, 2, 3 e 4, e na Tabela 2. Diante do exposto, o aumento da profundidade do sistema radicular é acompanhado pelo da água disponível para evapotranspiração, determinando a redução do escoamento simulado pelo modelo LASH, nessa situação.

Mello et al. (2008) aplicaram uma versão anterior do modelo LASH para avaliar os impactos hidrológicos associados à alteração da cobertura vegetal na bacia hidrográfica BRG-MD. A análise de sensibilidade aos parâmetros A_m , IAF e k_c (coeficiente de cultura) detectou sensibilidade do escoamento simulado a modificações nos parâmetros A_m e k_c . A distinção do comportamento obtido para o IAF está relacionada com as diferenças no módulo de evapotranspiração, uma vez que, nessa versão do modelo LASH, a estimativa da evapotranspiração da cultura se deu a partir de uma série histórica de evapotranspiração de referência (ET_o) e de coeficientes de cultura (k_c), conforme descrito por Allen et al. (1998).

3.2 Simulação dos impactos hidrológicos decorrentes de alterações no uso do solo na região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande

3.2.1 Análise do escoamento simulado

Apresentam-se, nos Gráficos 5, 6, 7 e 8, os hidrogramas simulados e o deflúvio acumulado para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente, nos cenários: C₁ (a), C₂ (b), C₃ (c), C₄ (d) e C₅ (e).

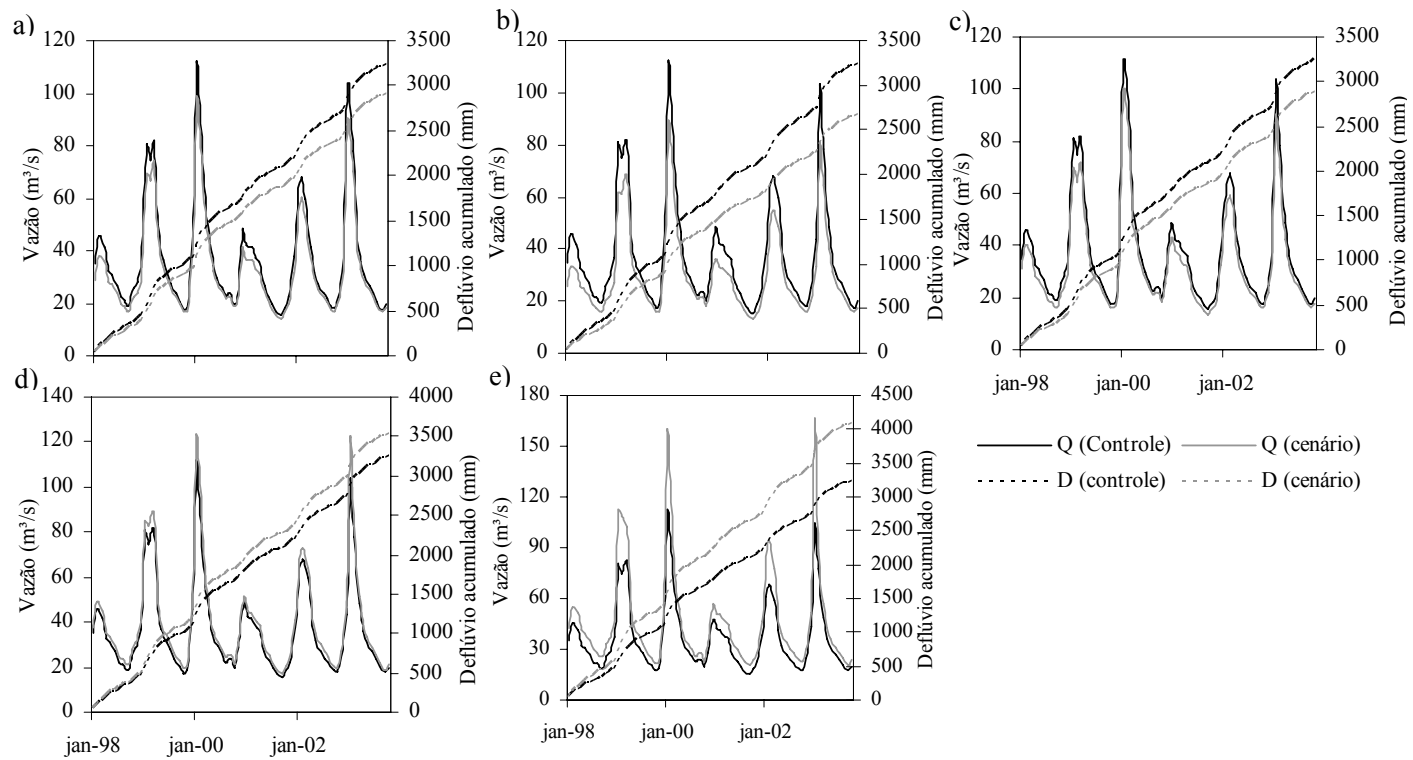


Gráfico 5 Hidrograma simulado e deflúvio acumulado para os cenários C₁ (a), C₂ (b), C₃ (c), C₄ (d) e C₅ (e), na bacia hidrográfica BRA

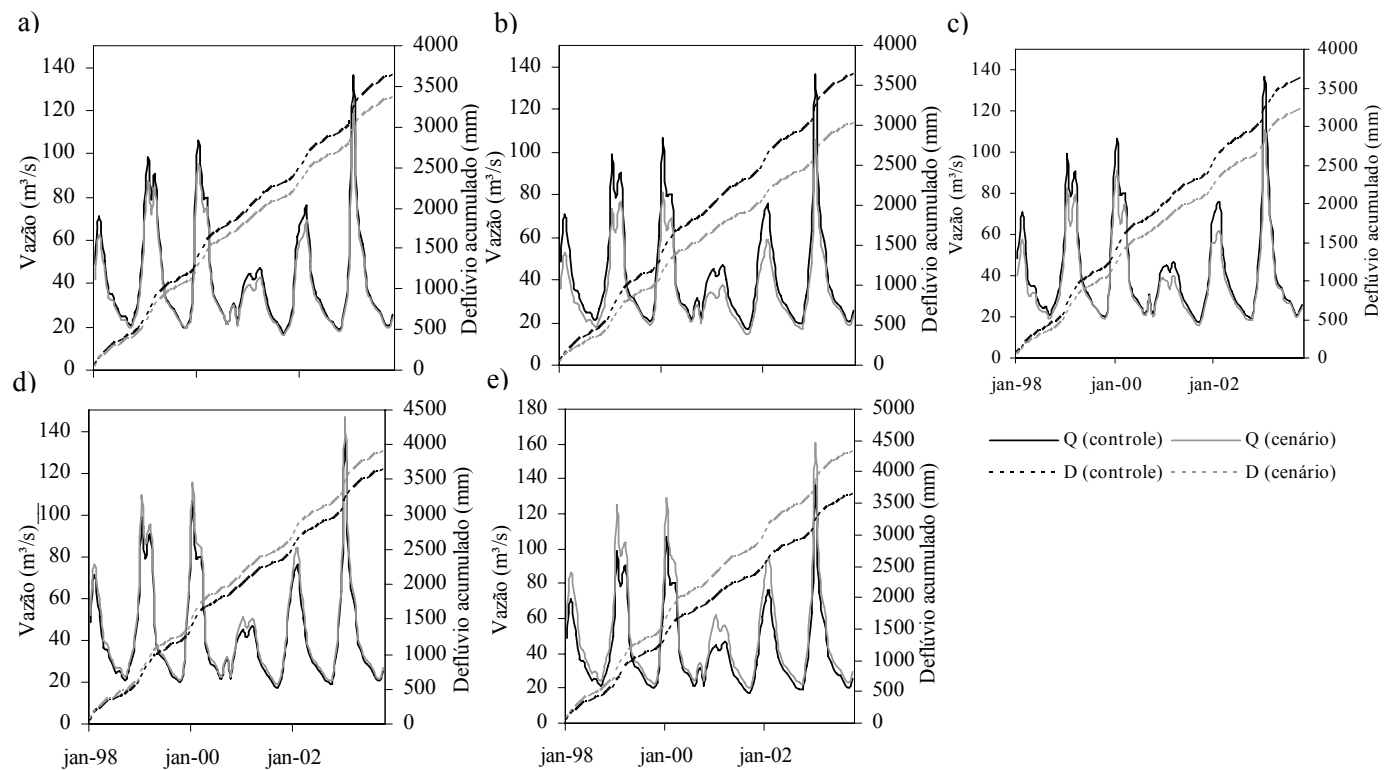


Gráfico 6 Hidrograma simulado e deflúvio acumulado para os cenários C₁ (a), C₂ (b), C₃ (c), C₄ (d) e C₅ (e), na bacia hidrográfica BRG-MD

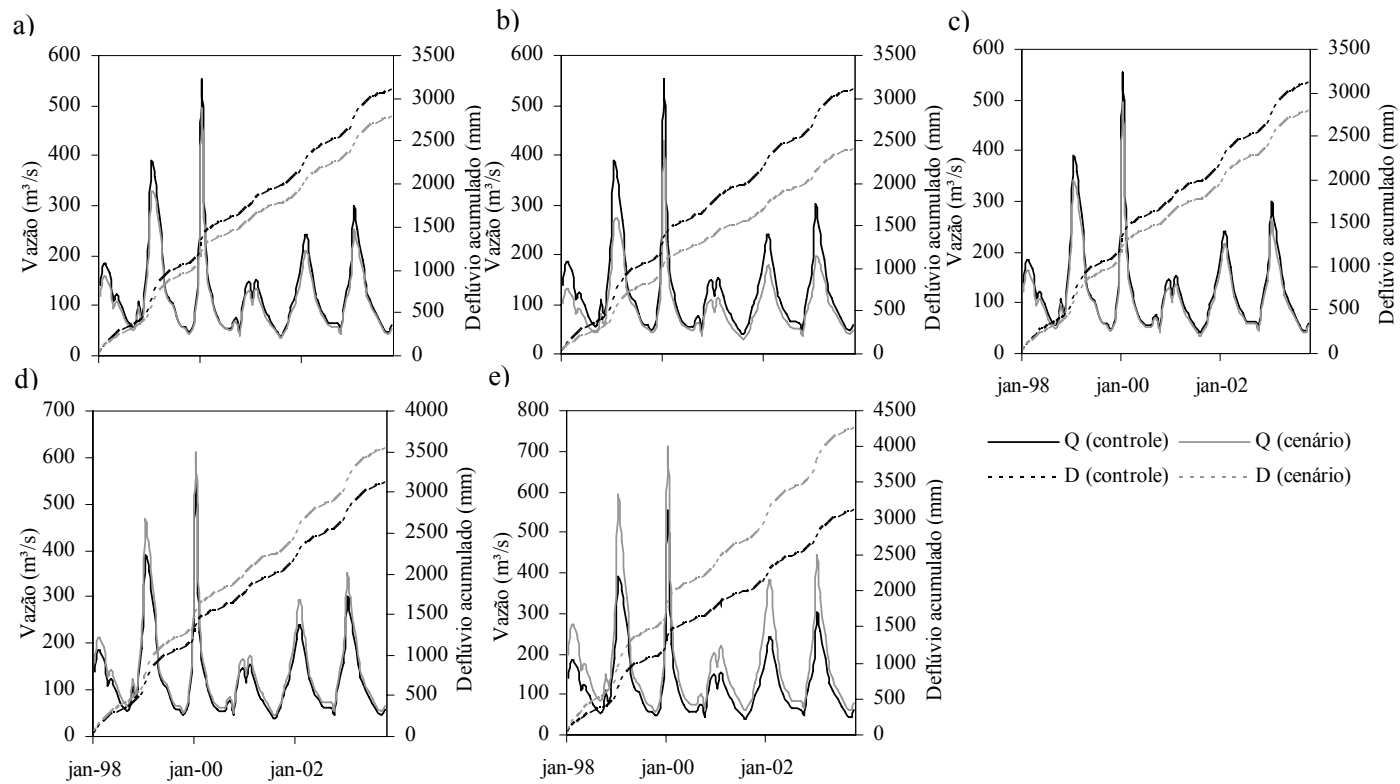


Gráfico 7 Hidrograma simulado e deflúvio acumulado para os cenários C₁ (a), C₂ (b), C₃ (c), C₄ (d) e C₅ (e), na bacia hidrográfica BRS

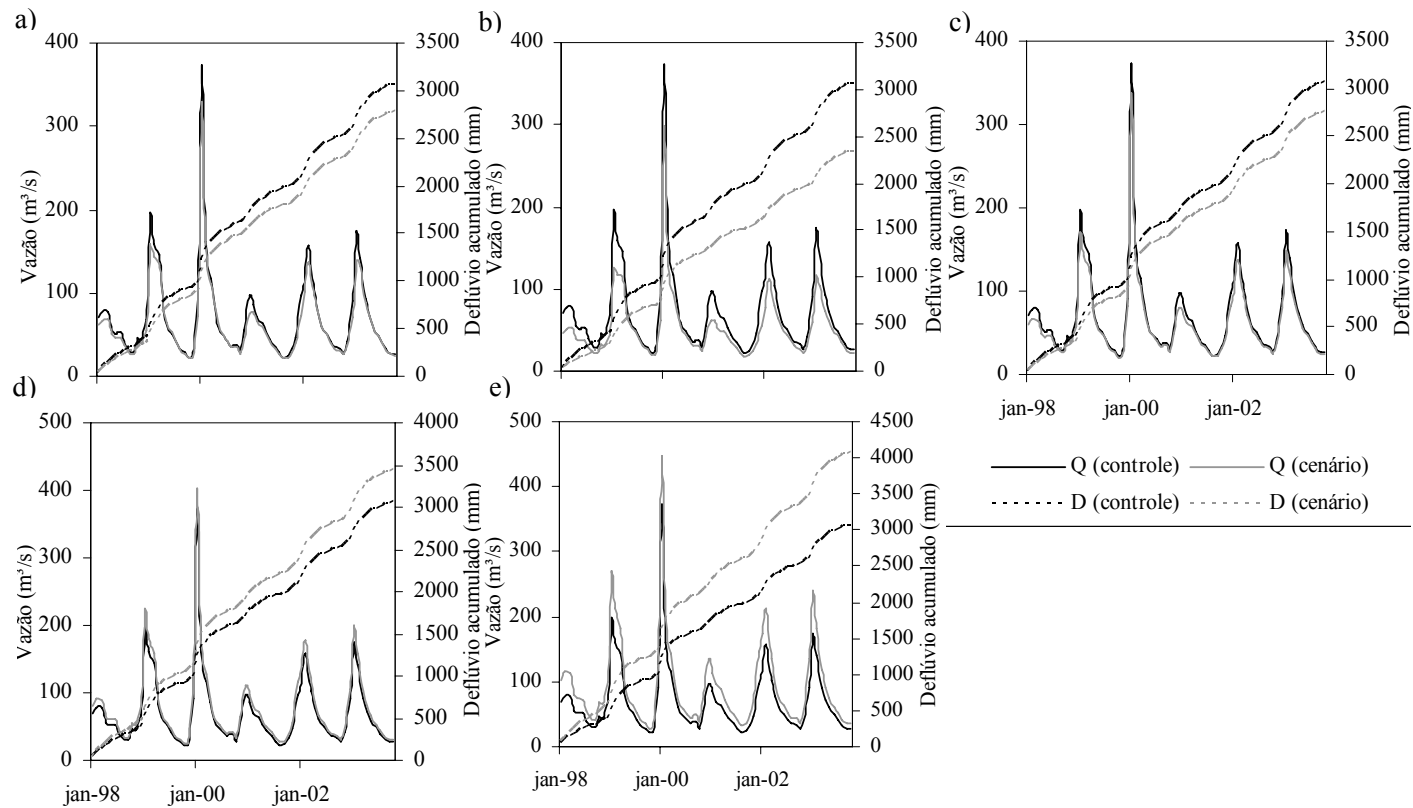


Gráfico 8 Hidrograma simulado e deflúvio acumulado para os cenários C₁ (a), C₂ (b), C₃ (c), C₄ (d) e C₅ (e), na bacia hidrográfica BRV

A paisagem retratada pelo cenário C_1 contemplou a expansão da cultura do eucalipto em 20% da área atualmente ocupada por pastagens, uniformemente distribuídas nas bacias hidrográficas em estudo. Isto representa abertura de áreas para silvicultura da ordem de 10,8% (226,7 km²), 9,4% (195,8 km²), 12,1% (883,0 km²) e 12,3% (512,0 km²) da área das bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente. Conforme se pode observar nos Gráficos 5a, 6a, 7a e 8a, os quais retratam os hidrogramas simulados e o deflúvio acumulado para o cenário C_1 , nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente, o comportamento hidrológico simulado para esta modificação no uso do solo é de redução do escoamento. Estes resultados estão de acordo com as conclusões obtidas por Bosh e Hewlett (1982), Bruijnzeel (1988), Hibbert (1967) e Salin e Hall (1996), a partir da síntese de resultados experimentais, de que a resposta hidrológica da bacia hidrográfica ao reflorestamento de áreas de vegetação rasteira e arbustiva é de redução do escoamento.

A redução média anual do deflúvio nas bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, simulada para o cenário C_1 , foi de -58,12 mm ano⁻¹, -47,55 mm ano⁻¹, -54,74 mm ano⁻¹ e -46,17 mm ano⁻¹, respectivamente. Estes resultados estão muito próximos dos apresentados por Bosch e Hewlett (1982) que concluíram, a partir da síntese de resultados experimentais, que a introdução da cultura do eucalipto em 10% da área da bacia resulta em redução no escoamento da ordem de -40 mm ano⁻¹. Esta constatação encontra subsídio na modificação do balanço hídrico quando da alteração do uso do solo de pastagens para a cultura do eucalipto, valendo-se de distintos aspectos correlacionados, com destaque para: a) interceptação: este fenômeno condiciona a parcela da precipitação que efetivamente atinge o solo. Sua magnitude está associada ao índice de área foliar, que é maior para o eucalipto, inclusive em situações de estresse hídrico da camada superior do solo, situação na qual o índice de área

foliar das pastagens pode atingir até 40% de redução (NEPSTAD et al., 1994), enquanto em áreas de eucalipto os valores tendem a permanecer aproximadamente constantes ao longo do ano; b) capacidade de armazenamento de água no solo: a profundidade do perfil de solo que disponibiliza água para a evapotranspiração é definida pela profundidade do sistema radicular. Nesse tocante, em solos profundos, o reservatório de água disponibilizado pelo eucalipto é maior, visto que o seu sistema radicular pode alcançar maiores profundidades; c) evapotranspiração: na abordagem dada por Penman-Monteith estão associados: IAF, albedo, resistência superficial e resistência aerodinâmica. Corroboram para maiores taxas de evapotranspiração em áreas de eucalipto e sua manutenção ao longo do ano: menor albedo, resultando em maior energia disponibilizada; maior altura, gerando menor resistência aerodinâmica e maior IAF, indicando maior superfície transpirante. Dessa maneira, o efeito do reflorestamento de áreas originalmente constituídas por vegetação rasteira sobre o balanço hídrico de bacias hidrográficas é de redução do escoamento, basicamente, devido ao aumento do fluxo vertical de saída de água, pela intensificação dos processos de interceptação e evapotranspiração. Contudo, cabe ressaltar, conforme exposto por Scott e Smith (1997), que as alterações no escoamento variam ao longo do ciclo de desenvolvimento da vegetação plantada, até que um novo equilíbrio seja atingido. Entretanto, a simulação desse efeito foi inviabilizada em virtude da indisponibilidade de informações técnicas detalhadas sobre os parâmetros fisiológicos da cultura do eucalipto, tendo, aqui sido considerada a cultura em estágio de desenvolvimento adulto.

Ainda nessa temática, no cenário C₂, que abordou o reflorestamento de 50% da área atual de pastagens pela cultura do eucalipto, foram simulados impactos hidrológicos mais severos. Esta constatação está relacionada às maiores áreas retratadas nas simulações de alterações no uso do solo, que foram de 27,1% (566,8 km²), 23,5% (489,6 km²), 30,1% (2.207,4 km²) e 30,6%

(1.280,1 km²) das bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente. Conforme se pode observar nos Gráficos 5b, 6b, 7b e 8b, nos quais estão apresentados os hidrogramas simulados e o deflúvio acumulado para o cenário C₂, nas bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente, as reduções simuladas para o deflúvio foram de -97,86 mm ano⁻¹, -106,66 mm ano⁻¹, -117,32 mm ano⁻¹ e -119,32 mm ano⁻¹, respectivamente. Farley, Jobbagy e Jackson (2005) e Sahin e Hall (1996) avaliaram as modificações no escoamento observadas em bacias hidrográficas experimentais após o plantio de eucalipto e concluíram que as reduções podem chegar a -178 mm ano⁻¹ e -202 mm ano⁻¹, respectivamente. Embora estes resultados sejam condizentes com os resultados das simulações realizadas pelo presente estudo, salienta-se que os mesmos foram observados em pequenas bacias hidrográficas e em condições de balanço hídrico e de características climáticas distintas daquelas presentes na região sul de Minas Gerais.

Uma das principais vantagens de modelos hidrológicos distribuídos refere-se à possibilidade de avaliação de impactos hidrológicos pontuais. Nesse sentido, no cenário C₃ foi simulado o reflorestamento de 100% da área de pastagem por eucalipto em sub-bacias nas quais essa prática tem mostrado maior intensidade, de acordo com o levantamento do uso atual do solo (Figura 1a). Este cenário contemplou a modificação de 32,63% (369,9 km²), 34,7% (339,8 km²), 27,25% (1.203 km²) e 26,7% (683,5 km²) das bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente. De acordo com o exposto nos Gráficos 5c, 6c, 7c e 8c, a redução simulada para o deflúvio das bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV foi de -63,06 mm ano⁻¹, -70,09 mm ano⁻¹, -53,13 mm ano⁻¹ e -51,63 mm ano⁻¹, respectivamente.

Para a região Alto Rio Grande, na qual estão inseridas as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca e Grande, Viola (2008) aplicou uma versão do modelo hidrológico LASH, distribuída por sub-bacias, na simulação dos

impactos hidrológicos associados à expansão da cultura do eucalipto, em lugar das pastagens. De acordo com o autor, devido à indisponibilidade de dados climáticos para o cálculo da evapotranspiração a partir dos parâmetros fisiológicos que representam a vegetação na equação de Penman-Monteith, a sua estimativa considerou a evapotranspiração de referência e um coeficiente de cultura (k_c), o que atribuiu o caráter preliminar ao estudo. Os resultados das simulações mostraram tendência de redução do escoamento, de $-57,35 \text{ mm ano}^{-1}$, $-77,61 \text{ mm ano}^{-1}$ e $-105,95 \text{ mm ano}^{-1}$, após a alteração de 14,1%, 20,17% e 28,2% da cobertura vegetal, respectivamente. Embora estes resultados mostrem-se próximos aos obtidos pelo presente estudo, enfatiza-se que as melhorias no módulo de evapotranspiração do modelo LASH indicam resultados de maior confiabilidade (Capítulo 2).

Em estudos realizados em diferentes partes do mundo têm sido aplicados modelos chuva-vazão para avaliar os impactos hidrológicos associados ao reflorestamento em diferentes escalas espaciais, com estimativa de redução do escoamento. Stackelberg et al. (2007) empregaram o modelo SWAT na simulação dos impactos hidrológicos associados à introdução da cultura do pinus (*Pinus taeda*) na bacia do rio Tacuarembó, Uruguai, com área de drenagem de 107,7 hectares, em substituição à pastagem, tendo sido estimada redução de -23% no escoamento. Santiago (2005) aplicou o modelo hidrológico VIC para simular os efeitos hidrológicos da ocupação de toda a bacia hidrográfica do rio Ji-Paraná, RO, com área de 75.400 km² por florestas, obtendo reduções no escoamento da ordem de -9% e -20% para o período chuvoso e seco, respectivamente. Ott e Uhlenbrook (2004) simularam os impactos hidrológicos da recomposição da vegetação natural da bacia hidrográfica do rio Dreisam (258 km²), situada no sudoeste da Alemanha, pelo modelo hidrológico distribuído TAC; o reflorestamento de aproximadamente 36% da bacia, atualmente ocupada por áreas urbanas, pastagens, agricultura,

entre outros, resultou em redução de -4% no escoamento. Mueller et al. (2009) prognosticaram redução do escoamento entre -14% e -40% pelo modelo semidistribuído WASA-SED, para um cenário de completo reflorestamento de uma bacia hidrográfica de cabeceira do rio Ebro, com área de 65 km², localizada na Espanha. Conforme se pode observar, os resultados obtidos pelo modelo hidrológico LASH para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV apresentam sinal semelhante ao obtido por outros modelos hidrológicos de macroescala frequentemente aplicados a estudos de impactos hidrológicos inerentes ao reflorestamento e amplamente difundidos e aceitos pela comunidade científica.

Os cenários C₄ e C₅ trataram sobre a expansão da fronteira agrícola em direção à serra da Mantiqueira e contemplaram o desflorestamento de 30% e 70% da área atual de florestas nativas para a abertura de pastagens. A resposta hidrológica simulada para esses cenários, no contexto geral das bacias hidrográficas estudadas, foi de aumento do escoamento, basicamente, pela redução da evapotranspiração e da interceptação, favorecendo os componentes horizontais do ciclo hidrológico. Análises de séries históricas observadas em bacias hidrográficas experimentais mostram que após o desflorestamento ocorre aumento do escoamento (CHAPPELL; TYCH, 2011), em função da redução da interceptação (CHAPPELL; BIDIN; TYCH, 2001) e da evapotranspiração (CHAPPELL et al., 2004). No entanto, os modelos hidrológicos, quando aplicados em escalas de grandes bacias, não são capazes de captar efeitos específicos de mudanças associadas à substituição de um ecossistema em equilíbrio hidrogeológico de centenas de anos, como a Mata Atlântica na serra da Mantiqueira. Nestes ecossistemas, há evidências, levantadas por Alvarenga et al. (2011), Menezes (2011) e Menezes et al. (2009), de que os atributos hidrológicos do solo, como porosidade drenável e condutividade hidráulica, apresentam-se com valores muito superiores para uma mesma unidade

pedológica que, no ambiente sob pastagem, a qual é extensiva e sem nenhum tipo de aplicação de técnicas conservacionistas. A justificativa para isso está associada ao desenvolvimento de fluxos preferenciais, especialmente com macroporos formados pela significativa presença de material orgânico acumulado por vários anos, formando uma serrapilheira com mais de 50 cm de espessura. Nesta situação, o ecossistema florestal favorece sobremaneira as condições para infiltração de água no solo e, conseqüentemente, para recarga subterrânea. Segundo Roa-Garcia et al. (2011), sob condições tropicais, este efeito pode ser mais importante e significativo que alterações na evapotranspiração propriamente dita. Contudo, estas análises ainda são incipientes e os modelos hidrológicos que visam simular grandes bacias não preveem em sua estrutura física rotinas que contemplem algo tão específico.

Para o cenário C₄, a parcela do uso do solo que foi modificada correspondeu a 5,59%, 4,43%, 7,15% e 6,54% das bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente, enquanto para o cenário C₅ correspondeu a 13,03%, 10,33%, 16,67% e 15,26%, respectivamente. O aumento simulado no escoamento do cenário C₄ foi de 49,55 mm ano⁻¹, 46,27 mm ano⁻¹, 70,96 mm ano⁻¹ e 63,73 mm ano⁻¹, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente. Todavia, para o cenário C₅, as alterações foram mais significativas, chegando a 146,65 mm ano⁻¹, 120,09 mm ano⁻¹, 192,65 mm ano⁻¹ e 167,74 mm ano⁻¹, respectivamente. Conforme se pode observar, estes resultados apontam alterações mais importantes no escoamento que as citadas por Bosh e Hewlett (1982) que concluíram que o desmatamento de 10% da bacia hidrográfica promove aumento do escoamento entre 10 e 40 mm ano⁻¹, a depender do tipo de vegetação. Isto pode ser explicado, conforme exposto anteriormente, pela influência da escala hidrológica na qual o escoamento é observado e as diferenças nas condições de balanço hídrico e de características climáticas. Entretanto, pode-se somar a estas constatações o fato

de que as bacias em estudo encontram-se amplamente desmatadas e que os seus remanescentes florestais estão localizados notadamente na região da serra da Mantiqueira, que apresenta maior rendimento específico. Nesse sentido, alterações no balanço hídrico destes locais tendem a causar pronunciado impacto sobre o escoamento, podendo ser percebido inclusive na média e baixa bacia hidrográfica, como também verificado por Li et al. (2007).

Notter et al. (2007) simularam os impactos hidrológicos devido à conversão de aproximadamente 30% de áreas de floresta em cultura anual e pastagem, no Quênia, com o modelo hidrológico NRM3, estimando aumento médio no escoamento de 11% e 59%, respectivamente. Collischonn (2001), visando simular os impactos hidrológicos decorrentes do desmatamento na bacia do rio Taquari-Antas, RS, com área de 26.900 km², utilizou o modelo MGB-IPH, obtendo uma estimativa de aumento no escoamento de 10 mm, para 10% de desmatamento na bacia. Santiago (2005) simulou modificações no regime hidrológico da bacia hidrográfica do Rio Ji-Paraná, RO, com 75.400 km², abordando, dentre outros, a ocupação de toda a bacia por pastagem. Para isso, utilizou o modelo hidrológico VIC, tendo sido estimado aumento do escoamento para os períodos chuvoso e seco, de 11% e 16%, respectivamente. Li et al. (2007) simularam os impactos hidrológicos do desflorestamento em duas bacias hidrográficas localizadas no oeste da África. Os resultados mostraram que as florestas tropicais exercem forte influência sobre o balanço hídrico das bacias e que a consequência do desflorestamento foi de aumento do escoamento, entre 35% e 65%. Novamente, constata-se que os resultados obtidos pelo modelo hidrológico LASH para a simulação de alterações no uso do solo são compatíveis com os de outros modelos de macroescala com aplicação bastante difundida. A observação da destreza da simulação do balanço hídrico frente a modificações dos parâmetros que representam a vegetação é importante para a consolidação e a difusão do modelo hidrológico LASH. Isso é importante para a

gestão de recursos hídricos no Brasil, pois identifica uma ferramenta robusta de análise hidrológica que é operacional com a informação normalmente disponível.

3.2.2 Impactos sobre as vazões médias, mínimas e máximas

As mudanças no regime hidrológico após a modificação no uso do solo podem ser avaliadas sob a perspectiva de vazões médias, mínimas e máximas (BRUIJNZEEL, 1990). Na Tabela 3 estão apresentadas as vazões médias, mínimas e máximas para o cenário atual e o respectivo desvio em relação aos cenários C₁, C₂, C₃, C₄ e C₅, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV.

Tabela 3 Vazões médias ($Q_{\text{med-Catual}}$), mínimas ($Q_{\text{min-Catual}}$) e máximas ($Q_{\text{max-Catual}}$) médias anuais para o cenário atual, em $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, entre 1998 e 2003, e desvio em relação aos cenários: C_1 (ΔC_1), C_2 (ΔC_2), C_3 (ΔC_3), C_4 (ΔC_4) e C_5 (ΔC_5), em %, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV

Bacia	$Q_{\text{med (Catual)}}$	ΔC_1	ΔC_2	ΔC_3	ΔC_4	ΔC_5
Aiuruoca	36,88	-10,47	-17,63	-11,36	8,92	26,41
Grande	41,45	-7,57	-16,97	-11,15	7,36	19,11
Sapucaí	118,58	-10,72	-22,98	-10,41	13,90	37,74
Verde	67,99	-9,00	-23,25	-10,06	12,42	32,69
Bacia	$Q_{\text{min (Catual)}}$	ΔC_1	ΔC_2	ΔC_3	ΔC_4	ΔC_5
Aiuruoca	16,03	-7,84	-12,62	-10,6	9,99	26,03
Grande	17,03	-5,11	-11,17	-7,45	6,54	16,31
Sapucaí	40,95	-8,44	-19,01	-8,17	15,27	39,73
Verde	22,94	-5,17	-18,35	-7,16	13,93	37,67
Bacia	$Q_{\text{max (Catual)}}$	ΔC_1	ΔC_2	ΔC_3	ΔC_4	ΔC_5
Aiuruoca	145,46	-11,54	-19,67	-13,97	17,29	79,72
Grande	173,05	-8,12	-18,52	-6,17	4,47	11,07
Sapucaí	535,37	-3,61	-20,76	-1,16	28,77	57,91
Verde	334,67	-18,8	-24,96	-9,84	9,56	23,82

Conforme se pode observar, as vazões médias anuais dos cenários C_1 , C_2 e C_3 , que simularam a expansão da cultura do eucalipto, sofreram consideráveis reduções que, em termos médios, para as quatro bacias em estudo equivaleram a -9,44%, -20,21% e -10,74%, respectivamente, por motivos já destacados no item anterior. A magnitude das alterações simuladas para a vazão média anual destaca a forte interdependência entre a gestão do uso do solo e o gerenciamento de recursos hídricos, uma vez que a utilização agrícola do solo afeta adversamente o balanço hídrico das bacias hidrográficas e, dessa maneira, a produção de água.

Conclusões tidas em pesquisas hidrológicas realizadas por distintos modelos hidrológicos e bacias hidrográficas, incluindo a região do Alto Rio Grande apresentaram resultados semelhantes. Viola (2008) avaliou os impactos hidrológicos da expansão de áreas silvícolas na bacia hidrográfica BRG-MD por meio de três cenários que abordaram a substituição de: 1) 100% do uso atual do solo ocupado pela classe pastagem, pela cultura do eucalipto; 2) 50% do uso atual do solo ocupado pela classe pastagem, pela cultura do eucalipto; 3) 100% do uso atual do solo ocupado pela classe pastagem, pela cultura do eucalipto, apenas nas sub-bacias em que essa prática tem sido verificada com maior intensidade. Nessa situação, foram estimadas reduções das vazões médias, de -17,29%, -9,36% e -12,7%, para os cenários 1, 2 e 3, respectivamente. Resultados de simulações realizadas por Ribeiro Neto (2006) com o modelo MGB-IPH na bacia hidrográfica do rio Ji-Paraná, com 1.324.727 km², abordando a substituição de 23,1% da cobertura vegetal atual de pastagens e cerrado por floresta, chegaram a uma redução de -3,1% na vazão média.

O escoamento durante o período de estiagem, quando ocorrem as vazões mínimas, é um indicativo das condições de recarga do aquífero. Nesse contexto, a infiltrabilidade do solo e a profundidade do sistema radicular condicionam a resposta hidrológica da bacia quanto às vazões mínimas. Coberturas vegetais florestais apresentam sistema radicular profundo, quando comparado ao de pastagens, o que permite retirar água de maiores profundidades, inclusive em camadas do solo sob a ação da ascensão capilar, nas proximidades do nível freático. Diante disso, especialmente durante o período seco, a evapotranspiração da vegetação rasteira tende a sofrer influência da redução do teor de água na camada superficial do solo, enquanto a vegetação arbórea pode, muitas vezes, manter a taxa normal de evapotranspiração durante o mesmo período, podendo surtir efeitos sobre a taxa de recarga do aquífero. Somando-se a esta constatação, de acordo com Bruijnzeel (1996), as condições de

infiltrabilidade do solo dependem do manejo e das práticas de conservação do solo no período pós-alteração, podendo ocorrer variações significativas na lâmina infiltrada. O impacto hidrológico simulado para a expansão da cultura do eucalipto apontou para a redução das vazões mínimas que, em termos médios, para as bacias hidrográficas estudadas, foi de -6,64%, -15,29% e -8,35%, para os cenários C₁, C₂ e C₃, respectivamente. Estes resultados evidenciam novamente a relação de dependência entre o uso do solo e o comportamento hidrológico das bacias hidrográficas, destacando que modificações no uso do solo podem promover alterações no comportamento das vazões mínimas, com implicações diretas no gerenciamento dos recursos hídricos. Consequência de mesmo sinal foi obtida por Viola (2008) para a bacia hidrográfica do rio Grande, com seção de controle em Madre de Deus de Minas, com alterações quantificadas para as vazões mínimas simuladas de -13,3%, -5,30% e -8,77% para os cenários 1, 2 e 3 tratados no referido estudo, em comparação ao cenário atual de uso do solo.

De acordo com Bruijnzeel (1996), o efeito de variação da capacidade de armazenamento de água no sistema fluvial em diferentes cotas de cheia e inundação torna complexa a avaliação dos efeitos de alterações no uso do solo sobre as vazões máximas. Os resultados dos cenários C₁, C₂ e C₃ mostraram tendência de redução das vazões máximas anuais que, em termos médios, foram da ordem de -10,52%, -20,98% e -7,21%, respectivamente. A priori, isso pode ser explicado pelo aumento da interceptação devido ao aumento do índice de área foliar e também ao aumento da profundidade de controle do balanço hídrico, que resulta em aumento na capacidade de armazenamento de água no solo e, conseqüentemente, no armazenamento potencial. Efeito próximo a este foi projetado por Viola (2008) para a bacia hidrográfica BRG-MD que chegou a modificações das vazões máximas da ordem de -18,1%, -11,06% e -10,96%, para os cenários 1, 2 e 3, anteriormente mencionados, avaliados pelo autor. Entretanto, simulações realizadas em bacias hidrográficas de distintas

características edafoclimáticas, mostram resultados condizentes aos obtidos para a região sul de Minas Gerais pelo modelo hidrológico LASH. Ott e Uhlenbrook (2004) obtiveram pelo modelo hidrológico distribuído TAC, uma redução de -22,7% das vazões de pico da bacia hidrográfica do rio Dreisam (258 km²), situada no sudoeste da Alemanha, para um cenário de recomposição da vegetação natural da bacia que contemplou o reflorestamento de cerca de 36% da área de drenagem. Hundedea e Bárdossy (2004) obtiveram considerável redução das vazões máximas por uma versão modificada do modelo hidrológico HBV para um cenário de completo reflorestamento da bacia hidrográfica do rio Rhine (110.000 km²), localizada entre a França e a Alemanha.

Os cenários C₄ e C₅ trataram o desmatamento dos remanescentes florestais das bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV. De acordo com Bruijnzeel (1996), após o desmatamento, há tendência de aumento das vazões médias, contudo, as proporções envolvidas variam principalmente em função do tipo de vegetação implantada e das práticas de manejo e conservação dos solos. A resposta hidrológica simulada ante o desmatamento dos fragmentos florestais junto à serra da Mantiqueira pelos cenários C₄ e C₅ foi de aumento das vazões médias que, em termos médios, para as quatro bacias em estudo, foram de 10,65% e de 28,99%. O reflexo hidrológico simulado sobre as vazões médias encontra subsídio em resultados experimentais citados por Andréassian (2004), Bosch e Hewlett (1982), Brown et al. (2005), Bruijnzeel (1988, 1990, 1996), Farley, Jobbagy e Jackson (2005), Hibbert (1967) e Sahin e Hall (1996).

Para as vazões mínimas e máximas foi encontrado resultado com sinal semelhante ao das vazões médias, com projeções de aumento de 11,43% e de 15,02%, respectivamente, para o cenário C₄, e de 29,94% e de 43,13%, respectivamente, para o cenário C₅. As modificações simuladas para as vazões máximas estão de acordo com Collischonn (2001) e Tucci e Clarke (1997) que mencionam a ocorrência de um considerável aumento dos eventos de cheia após

o desmatamento, ressaltando que esse efeito tende a ser atenuado para eventos extremos. Ainda de acordo com esses autores, resultados experimentais evidenciam que a alteração das vazões mínimas após o desmatamento, depende da forma de manejo utilizada na atividade que substitui a floresta, podendo resultar em aumento ou redução das vazões mínimas. O aumento simulado pelo modelo hidrológico LASH encontra subsídio na redução da evapotranspiração, interceptação e do armazenamento potencial, para essa modificação do uso do solo. No entanto, com as ressalvas destacadas anteriormente, no tocante às alterações negativas que a substituição de Mata Atlântica por pastagens de baixa qualidade física promove sobre as condições hidrológicas do solo.

3.2.3 Alterações dos componentes do escoamento simulado

As lâminas médias mensais de escoamento superficial direto, subsuperficial e subterrâneo para o cenário atual (controle) e para os cinco cenários de modificações no uso do solo em estudo, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, estão apresentadas nos Gráficos 9, 10, 11 e 12, respectivamente.

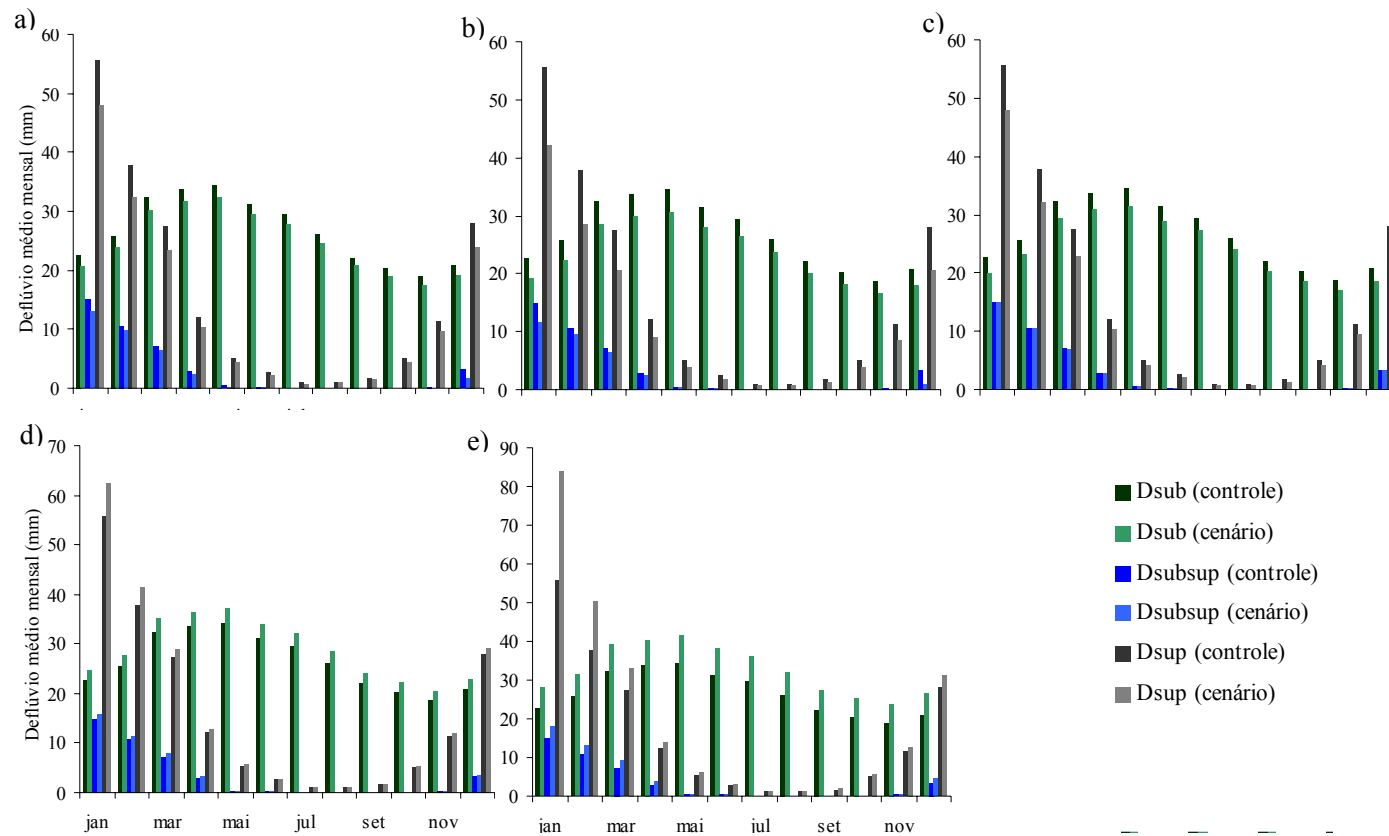


Gráfico 9 Lâmina média mensal de escoamento subterrâneo, subsuperficial e superficial simuladas para a bacia hidrográfica BRA nos cenários C₁ (a), C₂ (b), C₃ (c), C₄ (d) e C₅ (e)

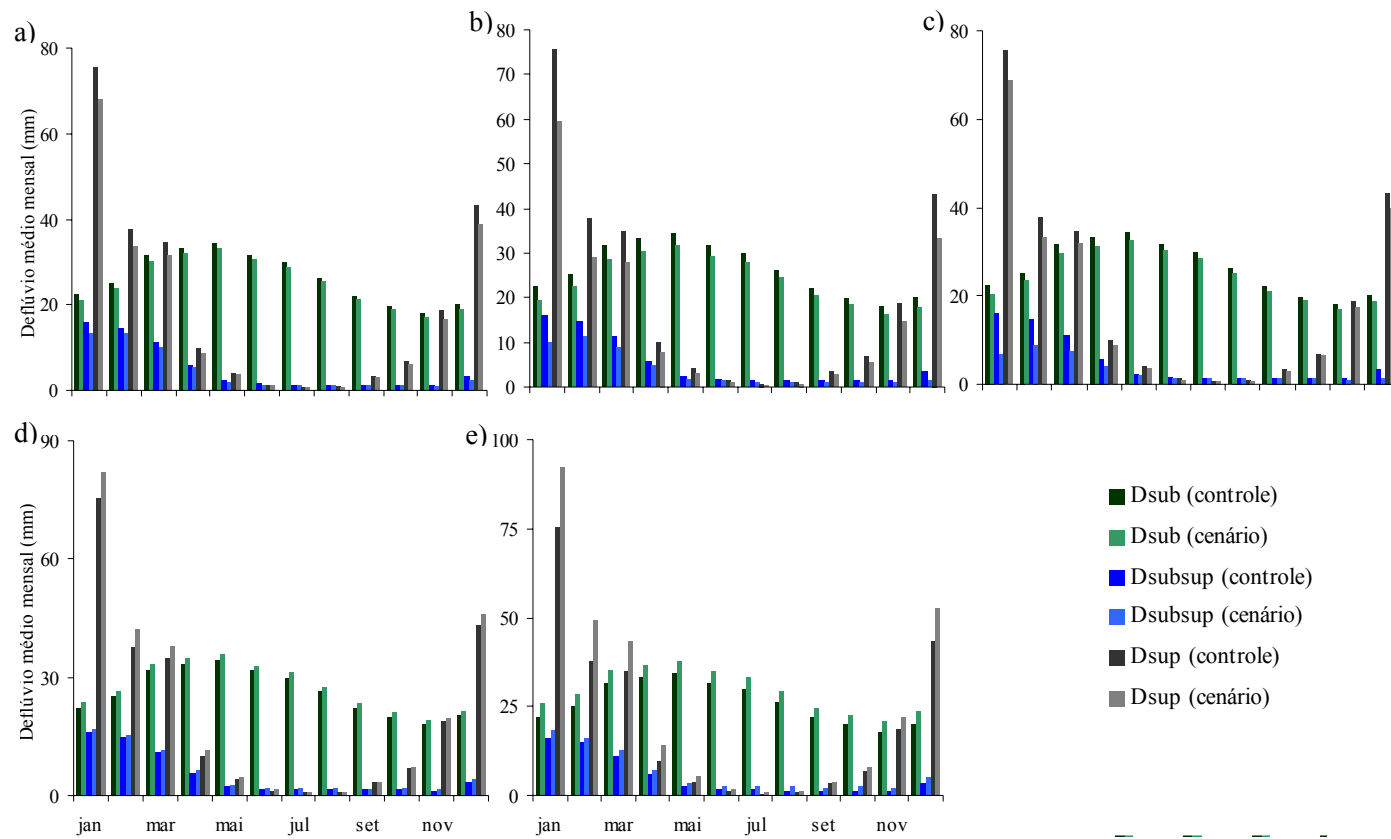


Gráfico 10 Lâmina média mensal de escoamento subterrâneo, subsuperficial e superficial simuladas para a bacia hidrográfica BRG-MD nos cenários C₁ (a), C₂ (b), C₃ (c), C₄ (d) e C₅ (e)

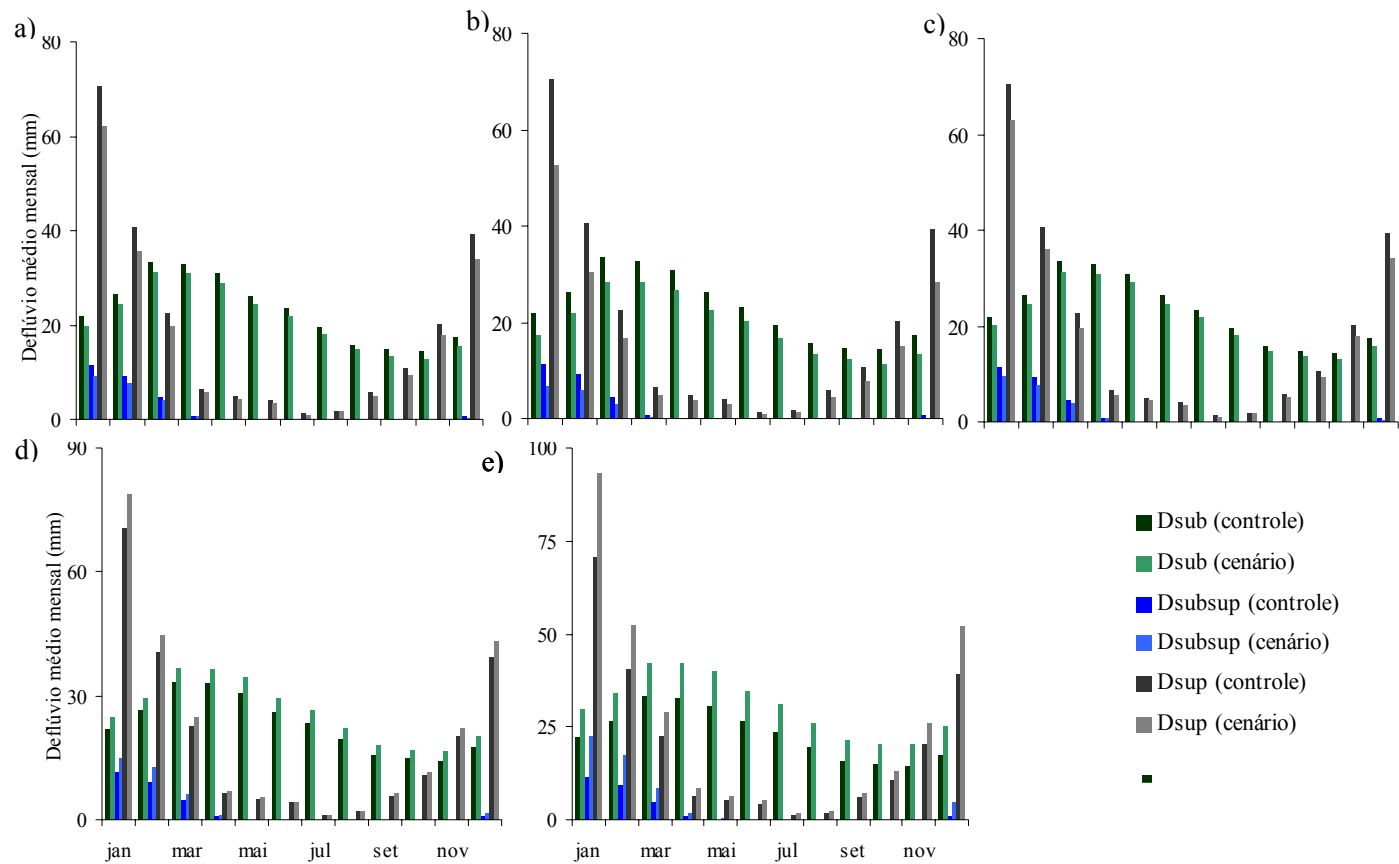


Gráfico 11 Lâmina média mensal de escoamento subterrâneo, subsuperficial e superficial simuladas para a bacia hidrográfica BRS nos cenários C₁ (a), C₂ (b), C₃ (c), C₄ (d) e C₅ (e)

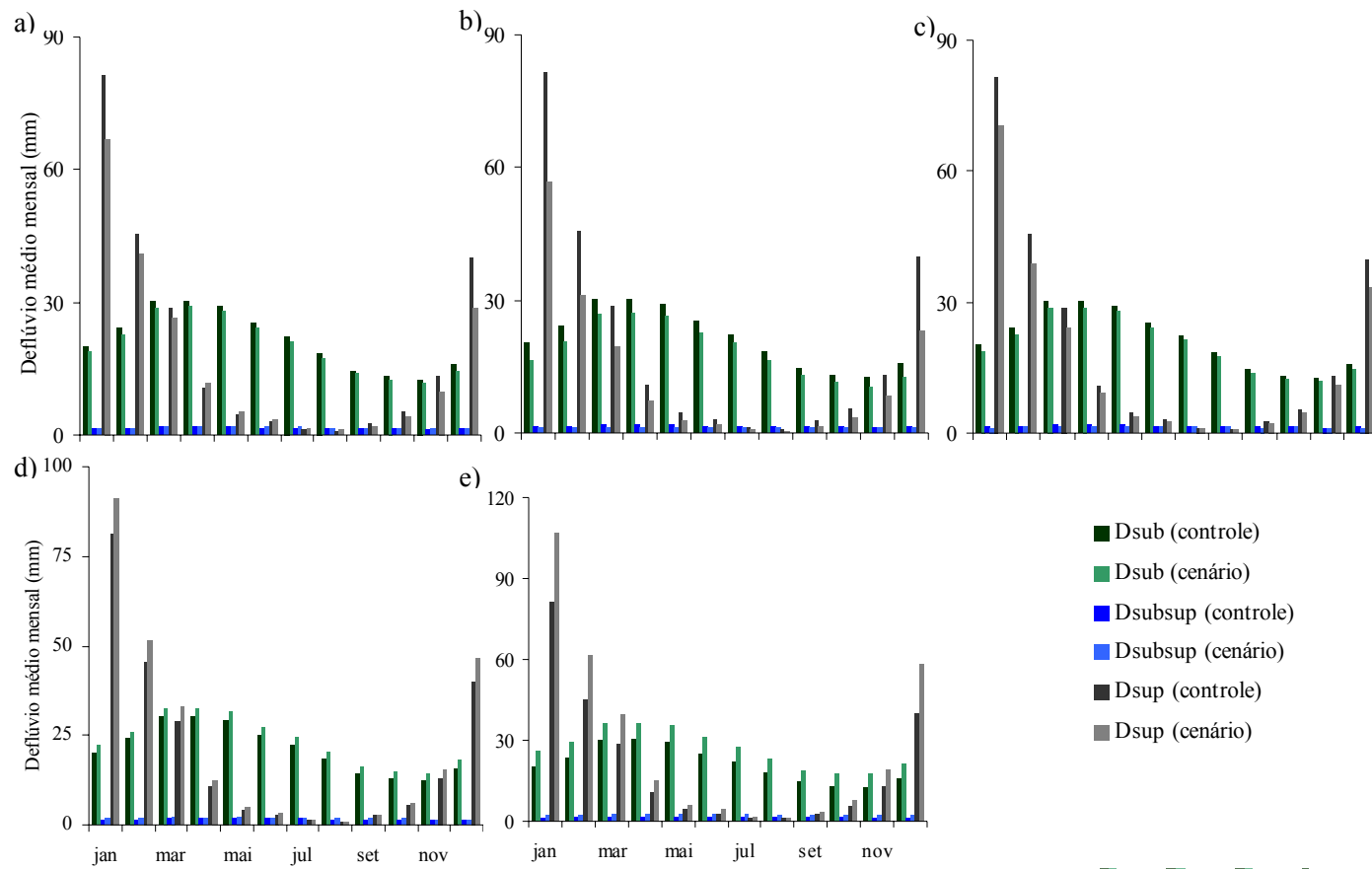


Gráfico12 Lâmina média mensal de escoamento subterrâneo, subsuperficial e superficial simuladas para a bacia hidrográfica BRV nos cenários: C₁ (a), C₂ (b), C₃ (c), C₄ (d) e C₅ (e)

A avaliação dos componentes do escoamento simulados pelo modelo LASH para as bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, conforme se pode visualizar nos Gráficos 9, 10, 11 e 12, permitiu constatar que o modelo foi capaz de reproduzir adequadamente a variabilidade anual do escoamento nas quatro bacias hidrográficas em estudo. Os escoamentos superficial direto e subsuperficial ocorrem durante e imediatamente após os eventos de precipitação e sofrem influência, dentre outros, do teor de água no solo. O regime pluvial na região é caracterizado por uma estação chuvosa que vai de outubro a março, e uma estação seca, de abril a setembro. Em outubro, após um longo período de estresse hídrico, as primeiras chuvas propiciam a reposição de água no solo e com o desenvolvimento mais efetivo do período chuvoso, tem-se o aumento das lâminas de escoamento superficial direto e subsuperficial, atingindo o ápice entre dezembro e fevereiro. Após esse período, com o declínio das chuvas, ocorre a redução desses componentes do escoamento, alcançando os valores mínimos durante a estação seca. O escoamento subterrâneo, por sua vez, representa a descarga do aquífero e a sua variabilidade anual está relacionada ao regime de recarga propiciado pela precipitação. Ao final da estação chuvosa, o aquífero atinge as maiores cotas, propiciando as maiores lâminas de escoamento subterrâneo, prevalecendo este componente do escoamento durante a estação seca. Com a depleção do aquífero diante ao cessar da recarga, o escoamento subterrâneo passa a diminuir, com as vazões mínimas ocorrendo ao início do período chuvoso e sofrendo incremento gradual a partir deste momento. Esse comportamento foi adequadamente simulado nas quatro bacias hidrográficas estudadas, revelando bom desempenho do modelo LASH na simulação sazonal dos componentes do escoamento.

O escoamento superficial direto representou considerável parcela do escoamento total nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, conforme discutido no capítulo 2. Os impactos sobre esse componente do

escoamento, frente aos cenários de uso do solo divergiram, conforme se pode visualizar nos Gráficos 9, 10, 11 e 12, prevalecendo tendência de redução para os cenários C₁ (-12,92%), C₂ (-27,11%) e C₃ (-13,00%), e de aumento para os cenários C₄ (10,61%) e C₅ (31,19%), conforme apresentado na Tabela 4. Esta constatação explica os resultados obtidos anteriormente, de redução das vazões máximas para os cenários C₁, C₂ e C₃ e de aumento para os cenários C₄ e C₅. Resultados de simulações hidrológicas com o modelo HBV para a bacia hidrográfica do rio Rhine, com área de 110.000 km², localizada entre a França e a Alemanha, obtidos por Hundecha e Bárdossy (2004), sinalizaram para a redução do escoamento superficial direto frente a um cenário de reflorestamento da bacia hidrográfica. Li et al. (2007) simularam os impactos hidrológicos do desflorestamento de duas bacias hidrográficas localizadas no oeste da África. Nessa situação, os resultados foram de aumento do escoamento superficial direto, de até 378 mm ano⁻¹ (186%) após a remoção dos fragmentos florestais existentes na bacia. Nessa conjuntura, observa-se coerência dos resultados simulados pelo módulo de escoamento superficial direto do modelo hidrológico LASH, indicando sua aptidão para a simulação dos impactos hidrológicos associados com alterações no uso do solo.

Tabela 4 Fração (F) dos componentes superficial direto (Sup), subsuperficial (Subsup) e subterrâneo (Sub) no escoamento total, em %, e lâmina média anual (L), em mm, para o cenário atual (controle), seguido das alterações relativas nos componentes do escoamento (ΔL), em %, para os cenários C₁, C₂, C₃, C₄ e C₅ nas bacias dos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde

Comp.	Controle		ΔL (%)				
	L (mm)	F (%)	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅
Aiuruoca							
Sup	190,43	34,30	-14,95	-25,78	-15,93	8,07	30,20
Subsup	41,08	7,40	-15,21	-20,92	-1,05	8,99	27,11
Sub	323,68	58,30	-7,23	-12,44	-9,96	9,38	24,12
Grande							
Sup	239,09	38,05	-10,25	-22,57	-9,46	9,51	26,37
Subsup	64,91	10,33	-14,23	-32,07	-41,97	9,29	24,77
Sub	324,40	51,62	-4,34	-9,81	-6,25	5,41	12,57
Sapucaí							
Sup	216,09	42,33	-12,55	-26,42	-12,05	10,87	30,74
Subsup	26,24	5,14	-23,13	-48,83	-23,11	43,73	130,83
Sub	268,17	52,53	-7,97	-17,70	-7,75	13,37	34,33
Verde							
Sup	235,56	45,90	-13,93	-33,67	-14,54	13,98	37,45
Subsup	18,99	3,70	4,19	-30,48	-12,97	20,34	57,06
Sub	258,65	50,40	-5,54	-13,18	-5,75	10,39	26,58

O escoamento subsuperficial representou pequena parcela do escoamento total simulado para as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (7,40%), Grande (10,33%), Sapucaí (5,14%) e Verde (3,70%), conforme discutido no capítulo 2. Entretanto, foi o componente do escoamento que apresentou maior variação diante aos cenários tendenciais de uso do solo abordados que, em termos médios, para as bacias estudadas, foi de -12,10% (C₁), -33,08% (C₂), -19,78% (C₃), 20,59% (C₄) e 59,94% (C₅), acompanhando o sinal das alterações estimadas para o escoamento superficial direto. Abordagens

sobre os efeitos de alterações no uso do solo sobre o escoamento subsuperficial ainda são incipientes, tanto em termos de resultados experimentais quanto em termos de simulações. Li et al. (2007) avaliaram as modificações do escoamento subsuperficial de duas bacias hidrográficas localizadas na região oeste da África, como consequência do desmatamento dos remanescentes de floresta tropical. O componente subsuperficial que representava 18% do escoamento superficial na condição de uso atual do solo passou para 60% no cenário de desmatamento. De acordo com Li et al. (2007), estes resultados indicam que a maior parte da água que penetra no perfil de solo na floresta tropical é utilizada no processo de transpiração.

O escoamento subterrâneo representou considerável parcela do escoamento total nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (58,30%), Grande (51,62%), Sapucaí (52,53%) e Verde (50,40%). Conforme visto, durante o longo período de estiagem que ocorre nas estações de outono e inverno na região, o escoamento subterrâneo é responsável pela perenização dos cursos d'água e, assim, pela manutenção dos níveis dos reservatórios das usinas hidrelétricas instaladas na bacia hidrográfica do rio Grande.

Os impactos hidrológicos simulados sobre o escoamento subterrâneo pelo modelo LASH evidenciaram que podem ocorrer importantes modificações sobre os trechos de recessão do hidrograma frente aos cenários tendenciais de uso do solo projetados para as bacias hidrográficas em estudo. Para os cenários C₁, C₂, e C₃ foram simuladas reduções médias de -6,27%, -13,28% e -7,43%, respectivamente, basicamente, pelo aumento da evapotranspiração e da interceptação, conforme discutido anteriormente. Entretanto, para os cenários C₄ e C₅, os resultados da simulação apontaram para elevação média do escoamento subterrâneo de 9,64% e 24,40%, respectivamente. Tais modificações simuladas para o escoamento subterrâneo justificam as alterações projetadas para as vazões mínimas pelo modelo hidrológico LASH, discutidas anteriormente.

O efeito de alterações no uso do solo sobre as vazões mínimas tem sido objetivo de estudos experimentais de longa data, motivados principalmente pela grande importância ambiental desse componente do escoamento. Conforme exposto por Bruijnzel (1996), Collischonn (2001), Tucci e Clarke (1997) e Viola (2008), as condições de superfície após a alteração do uso do solo determinam o comportamento das vazões mínimas. Para o caso do desmatamento, se não houver mudança no regime pluvial e na infiltrabilidade do solo após a remoção da vegetação, o provável impacto hidrológico é de aumento das vazões mínimas, devido à redução da transpiração (BRUIJNZEEL, 1996).

Em pesquisas hidrológicas recentes têm sido aplicados modelos hidrológicos chuva-vazão, buscando um melhor entendimento a respeito das consequências de alterações no uso do solo sobre as vazões mínimas, no intuito de orientar a tomada de decisão por parte dos gestores de recursos hídricos. Wijesekara et al. (2011) prognosticaram redução de 13,2% no escoamento subterrâneo da bacia hidrográfica do rio Elbow, no Canadá, com área de 1.238 km², pelo modelo hidrológico MIKE-SHE/MIKE-11, para um cenário que retrata as projeções de alterações no uso do solo para os próximos anos. De acordo com os autores, este resultado representa um impacto negativo sobre a sustentabilidade dos recursos hídricos superficiais, que são bastante explorados na região da cidade de Calgary. Ott e Uhlenbrook (2004), com relação ao reflorestamento de 36% da bacia hidrográfica do rio Dreisam, que tem área de 258 km² e está situada no sudoeste da Alemanha, prognosticaram, pelo modelo TAC, um forte impacto sobre o escoamento subterrâneo (-15%), com potenciais impactos sobre a qualidade da água. Nesse sentido, enfatiza-se, novamente, resultados adequados simulados pelo modelo hidrológico LASH, fortalecendo sua aplicabilidade para o planejamento e a gestão de recursos hídricos na região sul de Minas Gerais.

4 CONCLUSÕES

O diagnóstico do uso atual do solo proporcionou condições adequadas de identificação de cinco cenários tendenciais de uso do solo nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, para avaliação dos impactos hidrológicos associados.

O modelo LASH representou adequadamente os principais fenômenos do ciclo hidrológico frente a distintas pressões sobre o uso do solo. A avaliação dos escoamentos superficial direto, subsuperficial e subterrâneo simulados permitiu constatar que o modelo foi capaz de reproduzir adequadamente a variabilidade anual dos componentes do escoamento nas quatro bacias hidrográficas em estudo.

Nos cenários C₁, C₂ e C₃, que abordaram o reflorestamento por eucalipto da área atual de pastagem, os resultados da simulação indicaram redução das vazões médias, mínimas e máximas, sendo estes cenários os mais impactantes no contexto da produção de água na região de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande.

A paisagem retratada pelos cenários C₄ e C₅ contemplou o desmatamento dos fragmentos florestais na serra da Mantiqueira para abertura de pastagens. Nessa situação, o reflexo hidrológico simulado foi de aumento do escoamento, como resposta ao aumento dos escoamentos subterrâneo, subsuperficial e superficial direto. O impacto simulado sobre as vazões mínimas e máximas para esse cenário foi de ampliação, especialmente das últimas.

Os resultados do escoamento simulado evidenciaram a existência de forte interdependência entre a gestão do uso do solo e o gerenciamento de recursos hídricos, mostrando que a utilização agrícola do solo tem reflexos diretos na produção de água das bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G. et al. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 300 p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ALVARENGA, C. C. et al. Continuidade espacial da condutividade hidráulica saturada do solo na bacia hidrográfica do Alto Rio Grande, MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, n. 5, p. 914-922, jun. 2011.
- ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 291, n. 1, p. 1-27, Jan. 2004.
- BESKOW, S. **LASH model: a hydrological simulation toll in gis framework**. 2009. 118 f. Thesis (Doctor in Engineering Agricultural) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2009.
- BESKOW, S. et al. Performance of a distributed semi-conceptual hydrological model under tropical watershed conditions. **Catena**, Amsterdam, v. 86, n. 3, p. 160-171, Sept. 2011.
- BESKOW, S.; MELLO, C. R.; NORTON, L. D. Development, sensitivity and uncertainty analysis of LASH model. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 68, n. 3, p. 265-393, 2011.
- BONELL, M. et al. The impact of forest use and reforestation on soil hydraulic conductivity in the Western Ghats of India: implications for surface and sub-surface hydrology. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 391, n. 1, p. 47-62, Jan. 2010.
- BORMANN, H. et al. Analyzing the effects of soil properties changes associated with land use changes on the simulated water balance: a comparison of three hydrological catchment models for scenario analysis. **Ecological Modelling**, Amsterdam, v. 209, n. 1, p. 29-40, Feb. 2007.
- BOSH, J. M.; HEWLETT, J. D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 55, n. 1, p. 3-23, Mar. 1982.

BROWN, A. E. et al. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 310, n. 1, p. 28-61, Feb. 2005.

BRUIJNZEEL, L. A. (De)forestation and dry season flow in the tropics: a closer look. **Journal of Tropical Forest**, Amsterdam, v. 1, n. 3, p. 229-243, June 1988.

_____. **Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review**. Amsterdam: UNESCO/IAHS, 1990. 224 p.

_____. Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. In: GASH, J. H. C. et al. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: J. Wiley, 1996. p. 15-55.

CHAPPELL, N. A.; BIDIN, K.; TYCH, W. Modelling rainfall and canopy controls on net-precipitation beneath selectively-logged tropical forest. **Plant Ecology**, Dordrecht, v. 153, n. 1/2, p. 215-229, Mar. 2001.

CHAPPELL, N. A. et al. Spatially significant effects of selective tropical forestry on water, nutrient and sediment flows: a modelling-supported review. In: BONELL, M.; BRUIJNZEEL, L. A. (Ed.). **Forests, water and people in the humid tropics**. Cambridge: Cambridge University, 2004. p. 513-532.

CHAPPELL, N. A.; TYCH, W. Identifying step change in single streamflow and evaporation records due to forest cover change. **Hydrological Processes**, Chichester, 2011. In press.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 194 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COLLISCHONN, W. et al. Forecasting River Uruguay flow using rainfall forecasts from a regional weather-prediction model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 305, n. 1, p. 87-98, Feb. 2005.

FARLEY, K. A.; JOBBAGY, E. G.; JACKSON, R. B. Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. **Global Change Biology**, Oxford, v. 11, n. 10, p. 1565-1576, Oct. 2005.

GREEN, C. H. et al. Hydrologic evaluation of the soil and water assessment tool for a large tile-drained watershed in Iowa. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 49, n. 2, p. 413-422, Apr. 2006.

HIBBERT, A. R. Forest treatment effects on water yield. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FOREST HYDROLOGY, 1., 1967, New York. **Proceedings...** New York: Pen State University, 1967. p. 527-543.

HUNDECHA, Y.; BÁRDOSSY, A. Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 292, n. 1/4, p. 281-295, June 2004.

LI, K. Y. et al. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 337, n. 3/4, p. 258-268, Apr. 2007.

LICCIARDELO, F. et al. Runoff and soil erosion evaluation by the AnnAGNPS model in a small Mediterranean Watershed. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 5, p. 1585-1593, Oct. 2007.

MARSIK, M.; WAYLEN, P. An application of the distributed hydrologic model CASC2D to a tropical montane watershed. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 330, n. 3/4, p. 481-495, Nov. 2006.

MELLO, C. R. de et al. Development and application of a simple hydrologic model simulation for a Brazilian headwater basin. **Catena**, Amsterdam, v. 75, n. 3, p. 235-247, Nov. 2008.

MENEZES, M. D. **Levantamento pedológico de hortos florestais e mapeamento digital de atributos físicos do solo para estudos hidrológicos**. 2011. 150 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2011.

MENEZES, M. D. et al. Dinâmica hidrológica de duas nascentes, associada ao uso do solo, características pedológicas e atributos físico-hídricos na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Lavrinha, Serra da Mantiqueira, MG. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 37, n. 82, p. 175-184, jun. 2009.

MISHRA, S. K. et al. A modified SCS-CN method: characterization and testing. **Water Resources Management**, Washington, v. 17, n. 1, p. 37-68, Feb. 2003.

MUELLER, E. N. et al. Modelling the effects of land-use change on runoff and sediment yield for a meso-scale catchment in the Southern Pyrenees. **Catena**, Amsterdam, v. 79, n. 3, p. 288-296, Dec. 2009.

NEPSTAD, D. C. et al. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian Forests and pastures. **Nature**, London, v. 372, n. 6507, p. 666-669, Dec. 1994.

NÓBREGA, M. T. et al. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 15, p. 585-595, 2011. Special issue.

NOTTER, B. et al. Impacts of environmental change on water resources in the Mt. Kenya Region. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 343, n. 3/4, p. 266-278, Sept. 2007.

OTT, B.; UHLENBROOK, S. Quantifying the impact of land-use changes at the event and seasonal scale using a process-oriented catchment model. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 8, n. 1, p. 62-78, Feb. 2004.

RIBEIRO NETO, A. **Simulação hidrológica na Amazônia: rio Madeira**. 2006. 178 p. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

ROA-GARCIA, M. C. et al. The role of land use and soils in regulating water flow in small headwater catchments of the Andes. **Water Resources Research**, Washington, v. 47, p. 1-12, May 2011.

SAHIN, V.; HALL, M. J. The effects of afforestation and deforestation on water yield. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 178, n. 1/4, p. 293-309, Apr. 1996.

SANTIAGO, A. V. **Simulações dos efeitos da cobertura vegetal no balanço hídrico da bacia do Rio Ji-Paraná, RO**. 2005. 69 p. Dissertação (Doutorado em Física do Ambiente Agrícola) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, 2005.

SCOTT, D. F.; SMITH, R. E. Preliminary empirical models to predict reductions in total and low flows resulting from afforestation. **Water SA**, Gezina, v. 23, n. 2, p. 135-140, Apr. 1997.

STACKELBERG, N. O. von et al. Simulation of the hydrologic effects of afforestation in the Tacuarembó River Basin, Uruguay. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 2, p. 455-468, Apr. 2007.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. 2. ed. Porto Alegre: UFRGS, 2005. 678 p.

TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T. **Impactos das mudanças ambientais nas vazões dos rios**. Porto Alegre: UFRGS, 1996. 81 f.

VIOLA, M. R. **Simulação hidrológica na região Alto Rio Grande a montante do Reservatório de Camargos/CEMIG**. 2008. 120 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Água e Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

VIOLA, M. R. et al. Modelagem hidrológica na bacia hidrográfica do Rio Aiuruoca, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 13, n. 5, p. 581-590, 2009.

WIJESEKARA, G. N. et al. Assessing the impact of future land-use changes on hydrological processes in the Elbow River watershed in southern Alberta, Canada. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 2011. In Press.

CAPÍTULO 4

Simulação de impactos de possíveis mudanças climáticas no comportamento dos recursos hídricos superficiais na cabeceira da bacia do rio Grande, sul de Minas Gerais

RESUMO

Projeções sobre o comportamento hidrológico frente a possíveis modificações climáticas futuras são estratégicas para o desenvolvimento sócio-econômico do Brasil, sobretudo na bacia hidrográfica do rio Paraná, que tem a maior potência hidrelétrica instalada no país. A região em estudo abrange as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, localizadas na região sul de Minas Gerais, na cabeceira do rio Grande, que é o principal tributário do rio Paraná. Dessa maneira, toda e qualquer modificação climática que afetar a cabeceira da bacia poderá refletir em impactos não somente em termos locais, mas em todo o complexo de geração hidrelétrica instalado nesse sistema fluvial. Neste contexto, objetivou-se simular os possíveis impactos hidrológicos associados ao cenário climático futuro SRES A1B projetado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC acoplado ao Modelo Climático de Circulação Global (MCG) HadCM3, nos períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e de 2071 a 2098, nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV. Os resultados evidenciaram que poderá ocorrer aumento gradual da precipitação e da evapotranspiração na região de cabeceira do rio Grande ao longo do século XXI, com os valores críticos tendo sido obtidos entre 2071 e 2098. A análise do escoamento anual simulado mostrou que poderá ocorrer redução entre 2011 e 2040, de $-3,42 \text{ mm ano}^{-1}$, $-6,29 \text{ mm ano}^{-1}$, $-9,79 \text{ mm ano}^{-1}$ e $-29,85 \text{ mm ano}^{-1}$, para os rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente. Contudo, para os dois períodos que se seguem, os resultados foram de forte incremento do escoamento, especialmente entre 2071 e 2098, para o qual a ampliação do deflúvio médio anual foi de $166,12 \text{ mm ano}^{-1}$, $106,14 \text{ mm ano}^{-1}$, $157,86 \text{ mm ano}^{-1}$ e $151,17 \text{ mm ano}^{-1}$, para os rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente. O comportamento diferenciado simulado para o escoamento ao longo do século XXI pode ser explicado pelos resultados do balanço hídrico vertical simulado pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3. De acordo com este balanço, entre 2011 e 2040 poderá haver redução nos valores de excedência hídrica, em comparação ao período tido como controle (1961 a 1990), enquanto, para meados (2041 a 2070) e para o final do século (2071 a 2098), as projeções

são de gradativo aumento do excedente hídrico. Entretanto, a análise intra-anual dos componentes do escoamento simulados indicou que importantes modificações sazonais poderão ocorrer no regime hidrológico, devido a mudanças climáticas projetadas pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3. A redução simulada para o regime pluvial no final do inverno e ao início da primavera poderá afetar a dinâmica de recarga do aquífero, afetando o escoamento subterrâneo, com possível prolongamento e intensificação do período de vazante na região, com implicações de ordem quantitativa e qualitativa nos recursos hídricos superficiais. Por outro lado, o aumento das chuvas estimado para o verão, quando ocorre o auge do período chuvoso na região, resultou em uma projeção de aumento do escoamento superficial direto, o que pode modificar o regime de cheias na região.

Palavras-chave: Mudanças climáticas. Cenário climático futuro A1B. Disponibilidade hídrica. Modelo climático Eta-CPTEC/HadCM3.

ABSTRACT

Hydrologic simulations associated to possible future climate changes are strategic for social and economic development of Brazil, especially in Paraná River basin, in which is installed the largest hydropower plants of Brazil. The studied area is located in Southern Minas Gerais state, Brazil, specifically in Headwaters of Grande River Basin and includes Aiuruoca, Grande, Verde and Sapucaí basins. Grande River is the main tributary of the Paraná River. This way, possible climate changes can affect the Headwaters of Grande River Basin hydrology, including impacts in hydropower plants capacity. In this context, this work aimed to simulate the possible hydrologic impacts associated with the SRES A1B future climate change scenario projected by regional climate model Eta-CPTEC coupled to global circulation model HadCM3 for the periods from 2011 to 2040, 2041 to 2070, and 2071 to 2098, in Aiuruoca, Grande, Verde and Sapucaí basins. Climatic changes predictions by A1B scenario revealed a gradual increase in precipitation and evapotranspiration rates in south of Minas Gerais State throughout of twenty-first century, reaching a critical values between 2071 and 2098. Hydrologic impact simulated for the first period analyzed (2011 to 2040) showed a reduction of water yield of -3.42 mm yr^{-1} , -6.29 mm yr^{-1} , $-9.79 \text{ mm year}^{-1}$ and $-29.85 \text{ mm year}^{-1}$ for the Aiuruoca, Grande, Verde and Sapucaí, respectively. However, for sequential periods of simulation, we could verify strong increase on water yield, especially between 2071 and 2098, with annual increases of $166.12 \text{ mm yr}^{-1}$, $106.14 \text{ mm year}^{-1}$, $157.86 \text{ mm yr}^{-1}$ and $151, 17 \text{ mm yr}^{-1}$, for the Aiuruoca, Grande, Verde and Sapucaí, respectively. Differences predicted for the changes on water yield along of the course of the twenty-first century can be explained by the results of vertical water balance simulated by Eta-CPTEC/HadCM3 model. According to this balance, the simulation indicated that can occur reduction of water surplus between 2011 and 2040, compared to the control period (1961-1990), whereas, for the middle (2041-2070) and the end of the century (2071 to 2098), the results indicated that can occur gradual increase. However, intra-annual analysis indicated that important changes in seasonal hydrological behavior due to climate changes scenario predicted by the Eta-CPTEC/HadCM3 model may occur. The rainfall reduction simulated in the end of winter and begin of spring may affect the recharge dynamics of the aquifer, impacting base flow. This situation means that there is possible extension and intensification of the drought period in the region, and quantitative and qualitative implications for water resources management. On the other hand, it was verified rainfall increase for the summer, when the most of the rain in this region occurs, resulting in increase on the surface runoff, indicating possible changes on the flood regime in basins.

Keywords: Climate change. A1B future climate scenario. Water availability. Eta-CPTEC/HadCM3 climate model.

1 INTRODUÇÃO

Alterações na temperatura global estão diretamente relacionadas a modificações no balanço entre entrada e saída de energia no planeta, que sofre influência de fatores como a quantidade de gases de efeito estufa e aerossóis na atmosfera, radiação solar, propriedades da superfície terrestre, dentre outros. De acordo com o Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2001), a principal fonte de aquecimento global é a intensificação do efeito estufa, sendo os principais gases concorrentes o dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e o óxido nitroso (N_2O), cabendo destacar que o potencial de retenção de energia dos dois últimos é de 25 e 250 vezes maior que o do CO_2 , respectivamente (COTTON; PIELKE, 1995). De acordo com Marengo (2001), o aumento excessivo desses gases pode provocar mudanças permanentes e até irreversíveis no clima, como, por exemplo, novos padrões de regimes de vento, temperatura e chuvas, dentre outras.

O Quarto Relatório de Avaliação (AR4) divulgado pelo IPCC (2007) demonstrou, com confiança superior a 90%, que estão ocorrendo mudanças climáticas e que estas são motivadas, em grande parte, por atividades antrópicas. Em estudos recentes mostrou-se que o aumento da concentração de gases estufa tem sido a principal causa de aquecimento incomum do planeta, tendo sido registrado, no Brasil, aumento na temperatura média de aproximadamente $0,75^\circ\text{C}$, até o final do século XX (MARENGO, 2007) e projetado em escala global, para as próximas duas décadas, aquecimento de $0,4^\circ\text{C}$ (IPCC, 2007).

Projeções sobre o clima futuro dependem, essencialmente, de fatores relacionados ao crescimento populacional, aos desenvolvimentos tecnológico, econômico e social, às diferenças regionais, entre outros. A evolução desses fatores é incerta e pode ser estrategicamente avaliada por meio da estruturação de cenários, avaliando distintas tendências (IPCC, 2001). Em seu Relatório

Especial sobre Cenários de Emissão (SRES), o IPCC levantou quatro famílias de cenários com projeções para o século XXI, chamados de A1, A2, B1 e B2. De acordo com Marengo (2007), no cenário A1B ocorre equilíbrio entre a utilização de combustíveis fósseis e outras fontes de energia, podendo ser considerado uma abordagem intermediária entre os cenários A2 e B2, que são caracterizados por alta e baixa emissão de gases de efeito estufa, respectivamente.

A modelagem das tendências climáticas de longo prazo na escala planetária é usualmente realizada por Modelos Climáticos de Circulação Global (MCG). Entretanto, para a avaliação dos possíveis efeitos de mudanças climáticas na escala local, modelos climáticos regionais de alta resolução são utilizados para o refinamento da informação, pelo procedimento conhecido como “downscaling”, tendo como referência dados oriundos de um MCG com condições de contorno nas fronteiras laterais do domínio geográfico (AMBRISI et al., 2007; CHOU et al., 2011).

Para avaliar os possíveis impactos hidrológicos associados a cenários de mudanças climáticas em bacias hidrográficas, estudos recentes têm alimentado modelos hidrológicos chuva-vazão com séries climáticas modeladas por MCG em diversas partes do globo, podendo-se destacar: Chenoweth et al. (2011), no Oriente Médio; Bauwens, Sohler e Degré (2011), na Bélgica; Collischonn et al. (2005), no Brasil; Boyer et al. (2010) e Rahman, Bolisetti e Balachandar (2010), no Canadá; Legesse, Vallet-Coulomb e Gasse (2003), na Etiópia; Notter et al. (2007), no Quênia e Zhang et al. (2007), na China. Todavia, em estudos atuais nos quais se avaliaram as incertezas concernentes aos cenários SRES e a estrutura física dos modelos climáticos e hidrológicos, tem sido demonstrado que a simulação climática representa uma fonte de incertezas (HUGHES; KINGSTON; TODD, 2011; NÓBREGA et al., 2011). Entretanto, apesar das incertezas relacionadas com as projeções climáticas, este tipo de pesquisa representa uma importante fonte de informação para a gestão de recursos

hídricos. Destacam-se, principalmente, o delineamento e o entendimento dos possíveis efeitos das mudanças climáticas sobre a disponibilidade hídrica, relação solo-água-planta, ciclo de cheias e inundações, entre outros, permitindo a elaboração de estratégias de mitigação em diferentes escalas (BAUWENS; SOHIER; DEGRÉ, 2011).

A região Sul de Minas Gerais está localizada na bacia hidrográfica do rio Paraná, precisamente na região de cabeceira da bacia do rio Grande, que é o seu principal tributário, com nascentes na vertente nordeste da serra da Mantiqueira, no extremo sul do estado de Minas Gerais. Na bacia hidrográfica do rio Grande há uma sequência de grandes reservatórios de usinas hidrelétricas, essenciais para a regularização do escoamento na bacia hidrográfica do rio Paraná e, conseqüentemente, para a geração de energia elétrica, visto que cerca de 90% da energia consumida no país é produzida pela matriz hidráulica, dos quais 60% proveem da bacia hidrográfica do rio Paraná (NÓBREGA et al., 2011).

O modelo hidrológico *Lavras Simulation of Hydrology* (LASH) é um modelo determinístico, semifísico e distribuído por sub-bacias hidrográficas. Foi originalmente desenvolvido pela equipe de recursos hídricos da Universidade Federal de Lavras, em 2008 (VIOLA, 2008). O modelo foi idealizado com o objetivo de propiciar a simulação em bacias hidrográficas com limitação qualitativa de dados e tem sido aplicado a diferentes bacias hidrográficas da região sul de Minas Gerais, com bons resultados no tocante à sua acurácia na simulação do escoamento.

Viola (2008) aplicou o modelo LASH para a simulação hidrológica das bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (2.095 km²) e Grande (2.080 km²), de forma concentrada e distribuída por sub-bacias, tendo obtido boa acurácia em ambas as abordagens. Contudo, foi observada melhoria significativa na simulação de vazões máximas pela versão com discretização espacial distribuída por sub-bacias hidrográficas. Mello et al. (2008) avaliaram a aplicabilidade do

modelo LASH para simular os impactos hidrológicos devido a alterações no uso do solo na bacia do rio Grande, concluindo que o modelo apresentou boa acurácia na simulação do escoamento e que pode ser aplicado para a simulação dos impactos hidrológicos associados a modificações da cobertura vegetal. Beskow (2009) desenvolveu uma estrutura SIG para o modelo LASH e o aplicou na simulação da bacia hidrográfica do ribeirão Jaguara, com 32 km², com bons resultados no tocante à acurácia na simulação de vazões médias, máximas e de referência para outorga. Beskow et al. (2011) realizaram análise de sensibilidade dos principais parâmetros do modelo LASH, identificando que os parâmetros mais sensíveis estão associados ao escoamento subterrâneo. Tendo como referência os trabalhos desenvolvidos com o modelo LASH especificamente para a região sul de Minas Gerais, é possível afirmar que o mesmo tem sido adequado para a realidade geomorfológica, climática e de base de dados da região, respondendo de forma coerente o comportamento hidrológico das bacias da região, inclusive em bacias de menor porte.

Diante do exposto, objetivou-se, neste trabalho: (i) analisar as séries climáticas de entrada no modelo hidrológico LASH, simuladas pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3 para o cenário SRES A1B; (ii) avaliar o escoamento simulado pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3 para o clima presente, entre 1961 e 1990; (iii) simular as possíveis alterações nos recursos hídricos superficiais nas bacias hidrográficas de cabeceira do rio Grande associadas ao cenário A1B durante o século XXI e (iv) quantificar as possíveis alterações nos escoamentos subterrâneo, subsuperficial, superficial direto e nas vazões com permanência de 95%, 90%, 80%, 20%, 10% e 5%.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Modelo hidrológico LASH

Para a condução das simulações hidrológicas deste estudo foi aplicada uma versão do modelo hidrológico *Lavras Simulation of Hydrology* (LASH), originalmente elaborado por Mello et al. (2008) e Viola (2008) e aperfeiçoado por Beskow (2009), Beskow et al. (2011) e Beskow, Mello e Norton (2011). O modelo LASH tem sido aplicado a diferentes bacias hidrográficas da região sul de Minas Gerais, tendo sido obtidos bons resultados no tocante à sua acurácia na simulação do escoamento. Na simulação dos impactos hidrológicos decorrentes do cenário climático futuro A1B, o modelo LASH foi calibrado para simulação contínua de vazões com passo mensal e discretização espacial distribuída por sub-bacias, de forma semelhante ao aplicado por Viola (2008), porém, com passo diário de simulação.

O modelo LASH consiste de um modelo semiconceitual, baseado em outros modelos hidrológicos, notadamente o CN-SCS modificado por Mishra et al. (2003), MGB-IPH (COLLISHONN, 2001) e Muskingum-Cunge Linear (TUCCI, 2005). Nele, a modelagem é dividida em três módulos básicos: (a) no primeiro, estimam-se as lâminas de escoamento superficial direto (D_{SUP}), subsuperficial (D_{SS}) e subterrâneo (D_B); (b) o segundo simula o retardamento dos escoamentos nas sub-bacias através de reservatórios lineares e estimativas de tempos de residência da água em cada módulo; (c) as vazões são propagadas na rede de drenagem através de um modelo vazão-vazão que, no caso, foi aplicado o modelo Muskingum-Cunge Linear, o qual também tem sido aplicado nos modelos MGB-IPH e SWAT com o mesmo objetivo.

A estimativa dos processos físicos envolvidos na modelagem é baseada no armazenamento atual de água no solo (BESKOW, 2009; MELLO et al.,

2008; VIOLA, 2008). A cada passo mensal do modelo essa variável é atualizada no balanço hídrico, de acordo com a Equação 1:

$$A_{t+1} = A_t + (P - D_{SUP} - D_{SS} - D_B - ET) \cdot \Delta t \quad (1)$$

em que A_{t+1} é o armazenamento de água no solo no tempo $t+1$; A_t é o armazenamento no tempo anterior; P é a precipitação efetiva; D_{SUP} é a lâmina de escoamento superficial; D_{SS} é a lâmina de escoamento subsuperficial; D_B é a lâmina de escoamento subterrâneo; ET é a evapotranspiração e Δt é o intervalo ou passo de simulação (mensal). Todos os componentes estão em mm mês^{-1} .

Maiores detalhes sobre o LASH podem ser obtidos no capítulo 2 e também nos trabalhos desenvolvidos por Beskow (2009), Beskow et al. (2011), Beskow, Mello e Norton (2011), Mello et al. (2008), Viola (2008) e Viola et al. (2009).

2.2 Região de estudo e banco de dados

O local de estudo está localizado em sua quase totalidade na região sul de Minas Gerais e compreende as bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (BRA), Grande (BRG-MD), Sapucaí (BRS) e Verde (BRV), delimitadas a partir das seções de controle de Fazenda Laranjeiras, Madre de Deus, Careaçú e Três Corações, respectivamente, com áreas de drenagem de 2.095, 2.080, 4.178 e 7.325 km^2 , respectivamente.

Para calibração e validação do modelo hidrológico foram obtidos dados diários de precipitação e vazão no Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb) da Agência Nacional de Águas (ANA), num total de 40 postos pluviométricos e 4 fluviométricos, com séries históricas do período de 1990 a 2003. Os dados climáticos foram disponibilizados pelo Quinto Distrito de

Meteorologia do Instituto Nacional de Meteorologia (5° DISME/INMET) e são procedentes das estações meteorológicas de São Lourenço, Machado e Lavras. Os elementos meteorológicos disponibilizados foram: insolação, precipitação, pressão atmosférica, umidade relativa, velocidade do vento e temperaturas máxima, média e mínima. Maiores detalhes sobre as etapas de calibração e validação do modelo LASH podem ser consultados no Capítulo 2.

A aplicação do LASH requer mapas de elevação, vegetação e solos, dos quais são extraídos alguns parâmetros necessários para a simulação. O modelo digital de elevação do terreno (MDE) proporciona a definição de parâmetros físicos relacionados à topografia, à rede de drenagem derivada numericamente e à delimitação de sub-bacia. O mapa de vegetação permite a identificação do índice de área foliar, a profundidade do sistema radicular, albedo, resistência superficial e altura da vegetação. A partir do mapa de solos é possível estimar a capacidade de armazenamento de água dos solos. Maiores detalhes sobre localização das bacias hidrográficas, rede de drenagem, postos de monitoramento hidroclimatológicos, parâmetros obtidos na literatura e mapas de vegetação, solos e elevação foram apresentadas no capítulo 2.

2.3 Simulação climática

As projeções climáticas para a região sul de Minas Gerais utilizadas neste estudo foram conduzidas conforme Chou et al. (2011) e Marengo et al. (2011). Estes autores modificaram e acoplaram o modelo regional Eta-CPTEC ao MCG (Modelo Climático de Circulação Global) HadCM3 (Hadley Centre Global Coupled-Ocean Model), para simular o clima presente (1961 a 1990) e o cenário climático futuro A1B para o século XXI (2011-2100), com resolução horizontal de 40 km e integrações a cada 6 horas, para toda a América do Sul.

Para a simulação do escoamento pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático Eta-CPTEC/HadCM3 considerou-se a precipitação e as variáveis de entrada necessárias para a estimativa da evapotranspiração potencial pelo método de Penman-Monteith (temperatura, umidade relativa, velocidade do vento e saldo de radiação). O modelo LASH foi alimentado com dados brutos projetados pelo modelo climático Eta-CPTEC/HadCM3, não tendo sido aplicadas técnicas de tratamento dos dados, como remoção de erros sistemáticos.

Para a discretização espacial das variáveis de entrada no modelo hidrológico LASH foram consideradas as caixas de grade (*grid point*) de saída do modelo Eta-CPTEC/HadCM3 sobre a região. Nas sub-bacias sob a influência de mais de uma caixa de grade, procedeu-se a ponderação pela área de influência das caixas. Na Figura 1 apresentam-se as caixas de grade e os seus respectivos pontos centrais.

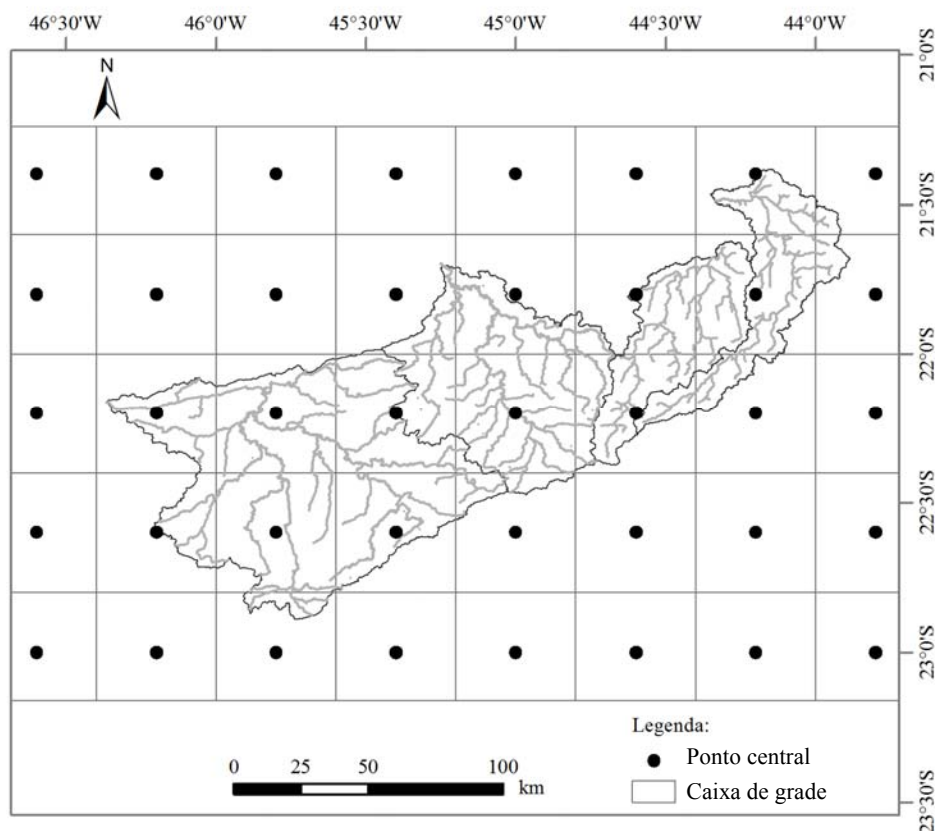


Figura 1 Caixas de grade e respectivos pontos centrais do modelo Eta-CPTEC/HadCM3 sobre a região em estudo

2.3.1 Cenário futuro de mudanças climáticas A1B

O cenário climático A1B projetado no Relatório Especial Sobre Cenários de Emissão (SRES) do Painel Intergovernamental Sobre Mudanças Climáticas (IPCC) para o século XXI estabelece uma situação intermediária entre as projeções climáticas concebidas para o século XXI (CHENOWETH et al., 2011). De acordo com Marengo (2007), no cenário A1B ocorre equilíbrio entre a utilização de combustíveis fósseis e outras fontes de energia, podendo ser considerado uma abordagem intermediária entre os cenários A2 e B2, que são

caracterizados por alta emissão de gases de efeito estufa e baixa emissão, respectivamente.

O cenário SRES A1B assume crescimento econômico muito rápido, pequeno desenvolvimento demográfico, com a população mundial atingindo pico em meados do século XXI e desenvolvimento de tecnologias novas e mais eficientes. As abordagens subjacentes envolvem aumento das interações sociais e culturais, com redução nas diferenças regionais de renda *per capita* (NAKICENOVIC et al., 2000). De acordo com IPCC (2007), a melhor estimativa de aumento da temperatura média global para o final do século XXI para o cenário SRES A1B é de 2,8°C. As projeções das concentrações atmosféricas de CO₂, em ppm, para esse cenário estão apresentadas na Tabela 1. Maiores detalhes sobre os cenários SRES projetados pelo IPCC podem ser obtidos em Nakicenovic et al. (2000).

Tabela 1 Projeções de concentração de CO₂ atmosférico para o cenário de emissões A1B, entre 2010 e 2100

Ano	CO ₂ (ppm)
2010	388
2020	418
2030	447
2040	483
2050	522
2060	563
2070	601
2080	639
2090	674
2100	703

2.3.2 Modelo de Circulação Global (MCG) e modelo de regionalização (“downscaling”) aplicados

O modelo de circulação global atmosfera-terra-oceano-gelo HadCM3, desenvolvido pelo Hadley Centre, Reino Unido, apresenta resolução horizontal de 2,5° (latitude) x 3,75° (longitude), discretização espacial em 19 camadas e integrações com passo de 30 minutos (POPE et al., 2000). Sua aplicação é aceita e bastante difundida pelo IPCC (AMBRIZZI et al., 2007) e resultados de estudos abordando sua utilização na simulação do clima da América do Sul têm mostrado bons resultados (CHOU et al., 2011; GEDNEY et al., 2000; GOOD et al., 2008; LI; FU; DICKINSON, 2006). Informações detalhadas sobre a estrutura física e matemática do HadCM3 podem ser obtidas em Cox et al. (1999), Gordon et al. (2000), Johns et al. (2003), Murphy et al. (2004) e Pope et al. (2000), dentre outros.

Para a regionalização (*downscaling*) das simulações realizadas pelo modelo HadCM3 para a América do Sul foi aplicado o modelo regional Eta-CPTEC, desenvolvido pelo *National Centers for Environmental Prediction* (BLACK, 1994; JANJIC, 1994; MESINGER et al., 1988), e modificado pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com o objetivo de realizar estudos sobre mudanças climáticas em escala regional na América do Sul. Segundo Chou et al. (2011), o modelo Eta-CPTEC/HadCM3 apresenta calendário de 360 dias, variação temporal da concentração de CO₂ atmosférico, variação sazonal da vegetação e apresenta como principais variáveis prognósticas a umidade específica, temperatura do ar, pressão na superfície, vento horizontal, energia cinética turbulenta, água e gelo.

O Eta-CPTEC/HadCM3 é um modelo em ponto de grade, caracterizado pela grade E de Arakawa na horizontal e a coordenada eta (η) na vertical (MESINGER, 1984). De acordo com Ambrizzi et al. (2007), as principais parametrizações do modelo são: radiação de ondas longas (LACIS; HANSEN, 1974), radiação de ondas curtas (FELS; SCHWARZTKOPF, 1975), troca vertical turbulenta (MELLOR; YAMADA, 1982), chuvas convectivas (JANJIC, 1994) e balanço de água no solo (CHEN; JANJIC; MITCHELL, 1997). Ainda de acordo com estes autores, o topo do modelo está em 25 hPa e a sua integração é realizada pelo esquema explícito (*split-explicit*), enquanto para os ajustes devido às ondas de gravidade e advecção os esquemas *forward-backward* e *Euler-backward* são aplicados, respectivamente.

Detalhes a respeito da modelagem climática aplicada a esse estudo e também sobre o modelo Eta-CPTEC/HadCM3 podem ser obtidos nos estudos desenvolvidos por Chou et al. (2011) e Marengo et al. (2011).

2.4 Análise de tendência das séries históricas simuladas

O teste de Mann-Kendall (KENDALL, 1975; MANN, 1945) consiste de um teste não-paramétrico desenvolvido para aplicações a série de dados temporais, com o objetivo de analisar se a série histórica apresenta algum tipo de tendência, e vem sendo muito aplicado para estudos que envolvem tendência de dados hidrológicos e climatológicos.

A hipótese H_0 do teste é de que uma dada amostra (série histórica) é independente e identicamente distribuída, ou seja, não há tendência nos dados. A hipótese alternativa H_1 é de que os dados apresentam tendência. A estatística do teste é processada da seguinte forma:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \left(\sum_{j=i+1}^n \text{sin al}(x_j - x_i) \right) \quad (1)$$

em que x_j são dados sequenciais na série histórica de tamanho n . Assim, tem-se a seguinte situação:

$$\text{sin al}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & \text{se } x_j > x_i \\ 0 & \text{se } x_j = x_i \\ -1 & \text{se } x_j < x_i \end{cases} \quad (2)$$

Após o cálculo de S , determina-se a sua variância por:

$$V(S) = \frac{n \cdot (n-1) \cdot (2 \cdot n + 5) - \sum_{p=1}^n tp \cdot p \cdot (p-1) \cdot (2 \cdot p + 5)}{18} \quad (3)$$

em que t_p corresponde ao número de agrupamentos com p dados. A estatística Z padronizada do teste é dada por:

$$\begin{aligned} Z &= \frac{S-1}{\sqrt{V(S)}} \text{ para } S > 0 \\ Z &= 0 \text{ para } S = 0 \\ Z &= \frac{S+1}{\sqrt{V(S)}} \text{ para } S < 0 \end{aligned} \quad (4)$$

A estatística Z do teste é, então, comparada aos valores de Z_α obtidos da Tabela de Z da distribuição Normal. Para os níveis de 0,01; 0,05 e 0,1, têm-se, respectivamente, 2,58; 1,96 e 1,65. Quando $|Z| < |Z_\alpha|$, a hipótese de nulidade H_0 é aceita, ou seja, os dados não apresentam tendência; caso contrário, é rejeitada, caracterizando-se possível presença de tendência. Para todas as séries climáticas simuladas foi adotado o nível de significância de 0,05.

2.5 Validação do escoamento simulado pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3

O modelo climático Eta-CPTEC/HadCM3 foi empregado para modelar as condições climáticas do período de referência na região estudada, entre 1961 e 1990 (CHOU et al., 2011). Esse período foi tido como controle (*baseline*) para avaliação das mudanças relativas simuladas para o regime climático durante o século XXI, como descrito por Chenoweth et al. (2011) e Marengo et al. (2011).

A destreza da simulação do escoamento pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3 foi avaliada para o período de referência (1961 a 1990), também conhecido como clima presente. Para isso, o modelo hidrológico LASH previamente calibrado, conforme

apresentado no capítulo 2, foi forçado pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3, entre 1961 e 1990. A avaliação do escoamento simulado tomou como referência séries de vazões observadas nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV. Foram avaliados os erros de estimativa sazonais e anuais do escoamento, e também as principais vazões de referência obtidas da curva de frequência de excedência de vazões.

2.6 Simulação dos possíveis efeitos de mudanças climáticas sobre os recursos hídricos superficiais

A interpretação dos resultados da modelagem considerou o século XXI subdividido em três épocas, conforme descrito por Marengo et al. (2011), sendo: a) 2011 a 2040, b) 2041 a 2070 e c) 2071 a 2098. Para a avaliação dos possíveis impactos hidrológicos associados às mudanças climáticas, tomou-se como controle (*baseline*) o escoamento simulado para o clima presente (1961 a 1990) e quantificaram-se as alterações relativas na disponibilidade hídrica superficial. Em termos específicos, procederam-se análises sobre os componentes do escoamento (subterrâneo, subsuperficial e superficial direto) e também sobre as principais vazões obtidas da curva de permanência, conforme abordam Boyer et al. (2010), Nóbrega et al. (2011) e Rahman, Bolisetti e Balachandar (2010).

Em todas as simulações abrangidas neste capítulo foi aplicado o modelo hidrológico LASH calibrado conforme descrito no capítulo 2, e os resultados da modelagem climática obtidos por Chou et al. (2011) e Marengo et al. (2011), que concluíram que o modelo Eta-CPTEC/HadCM3 foi capaz de reproduzir adequadamente os padrões de circulação geral da atmosfera, e produziu boas estimativas para a precipitação e a temperatura, com pequeno deslocamento na localização das anomalias típicas apresentadas por esses eventos. Ainda de acordo com Chou et al. (2011), tais resultados qualificam a simulação de longo

termo do modelo Eta-CPTEC/HadCM3 para aplicação em estudos sobre projeções climáticas.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Simulação climática

3.1.1 Análise de tendência

Os resultados do teste de Mann-Kendall, a 0,05 de significância, para as séries climáticas simuladas pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3 para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV estão apresentadas na Tabela 2, para o clima presente (1961 a 1990) e para o cenário climático futuro A1B durante o século XXI, subdividido em três períodos (2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2098).

Tabela 2 Resultados do teste de Mann-Kendall, a 0,05 de significância, para as séries climáticas simuladas de precipitação (P) e evapotranspiração (ET), para os períodos de 1961 a 1990, 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2098

Bacia	Série	1961-1990	2011-2040	2041-2070	2071-2098
Aiuruoca	P	-1,510 ^{ns}	0,750 ^{ns}	0,110 ^{ns}	-0,430 ^{ns}
	ET	0,850 ^{ns}	0,397 ^{ns}	1,350 ^{ns}	0,813 ^{ns}
Grande	P	-1,228 ^{ns}	0,697 ^{ns}	-0,149 ^{ns}	-0,518 ^{ns}
	ET	0,964 ^{ns}	0,479 ^{ns}	1,454 ^{ns}	0,997 ^{ns}
Verde	P	-1,580 ^{ns}	0,593 ^{ns}	0,248 ^{ns}	-0,607 ^{ns}
	ET	1,132 ^{ns}	0,695 ^{ns}	1,756 ^{ns}	0,972 ^{ns}
Sapucai	P	-1,652 ^{ns}	0,872 ^{ns}	0,206 ^{ns}	-0,305 ^{ns}
	ET	1,111 ^{ns}	0,563 ^{ns}	1,601 ^{ns}	0,894 ^{ns}

A análise da evapotranspiração obtida a partir das variáveis projetadas pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3 mostrou tendências positivas e não significativas, em todas as análises. Marengo et al. (2011) avaliaram a tendência da temperatura simulada pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3, na bacia hidrográfica do rio Paraná, para o cenário SRES A1B, com os resultados mostrando tendência positiva para o século XXI, nos períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2098, tratadas sob a perspectiva anual e sazonal (verão e inverno).

Resultados não significativos positivos e negativos foram encontrados para a precipitação. Os valores negativos ocorreram, sobretudo, nos períodos de 1961 a 1990 e de 2071 a 2098, enquanto os positivos se deram de 2011 a 2040 e de 2041 a 2070. As bacias hidrográficas em estudo estão localizadas na região de cabeceira da bacia do rio Grande, o principal tributário do rio Paraná (NÓBREGA et al., 2011), que conta com uma área de drenagem da ordem de $3,6 \cdot 10^6$ km², ao longo de cinco países da América do Sul e, em termos de escoamento, ocupa a quinta posição no mundo (MARENGO et al., 2011). A tendência da precipitação na bacia hidrográfica do rio Paraná projetada para o século XXI pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3 foi avaliada por Marengo et al. (2011), que encontraram tendência negativa para o regime de chuvas, para os três períodos analisados (2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2098). Entretanto, de acordo com os autores, ocorrem, ao longo da bacia hidrográfica, regiões e épocas do ano com comportamento distinto, o que requer o desenvolvimento de estudos regionais para avaliação dos impactos associados.

3.1.2 Variáveis climáticas de entrada no modelo LASH

A avaliação do comportamento hidrológico futuro de bacias hidrográficas é altamente dependente de perturbações nas condições

meteorológicas (BAUWENS; SOHIER; DEGRÉ, 2011). Na Tabela 3 estão apresentadas as médias anuais de precipitação (P) e evapotranspiração potencial (ET) e o balanço hídrico vertical (P-ET) para o clima atual e as projeções para o cenário climático futuro A1B, no século XXI. Nos Anexos A e B apresentam-se as médias mensais e o desvio padrão para a precipitação e a evapotranspiração, respectivamente e no Anexo C, as séries climáticas de entrada no modelo hidrológico LASH para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV.

Como se observa nos dados da Tabela 3, a projeção para o regime pluvial produzido pelo modelo regional Eta-CPTEC/HadCM3 frente ao cenário SRES A1B indicou que poderá ocorrer aumento das lâminas médias anuais precipitadas durante o século XXI. A média de aumento para a região (média de aumento nas 4 bacias hidrográficas) poderá chegar a 42,9 mm ano⁻¹, 185,5 mm ano⁻¹ e 230,3 mm ano⁻¹, nos períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2098, respectivamente. Projeção com sinal semelhante ao da precipitação foi tida para a evapotranspiração potencial, com indicação de aumento de 84,5 mm ano⁻¹, 137,4 mm ano⁻¹ e 177,8 mm ano⁻¹, respectivamente. Ao se analisar os dados do balanço hídrico vertical (P-ET), observa-se que há excedentes hídricos em todas as bacias, tendo o maior valor sido obtido para o rio Verde e o menor valor, para o rio Aiuruoca. No entanto, apesar do aumento previsto na P e ET, no período de 2011 a 2040 poderá ocorrer redução nos valores de excedência hídrica, especialmente para as bacias dos rios Aiuruoca e Grande (-13,4% e -11,2%, respectivamente), enquanto nas bacias dos rios Sapucaí e Verde, a redução prevista foi consideravelmente inferior (-5,9% e -7,8%, respectivamente).

Tabela 3 Médias anuais de precipitação (P) e evapotranspiração potencial (ET) e o balanço hídrico vertical (P-ET), em mm ano⁻¹, simulados pelo modelo regional Eta-CPTEC/HadCM3, para o clima presente (1961 a 1990) e para o cenário SRES A1B, durante o século XXI, divididas em três períodos (2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2098), para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV

Período	1961 a 1990			2011 a 2040			2041 a 2070			2071 a 2098		
Variável	P	ET	P-ET	P	ET	P-ET	P	ET	P-ET	P	ET	P-ET
Aiuruoca	1391,5	1105,9	285,6	1430,6	1183,4	247,2	1568,1	1233,6	334,5	1614,1	1273,4	340,7
Grande	1591,4	1132,6	458,8	1622,7	1215,1	407,6	1709,4	1270,8	438,6	1766,8	1305,8	461,0
Sapucai	1533,8	1175,9	357,9	1599,6	1262,9	336,7	1779,1	1312,2	466,9	1818,4	1355,7	462,7
Verde	1903,1	1191,5	711,6	1938,5	1282,5	656,0	2105,1	1339,0	766,1	2141,7	1382,3	759,4

Pesquisas buscando o entendimento das possíveis consequências de mudanças climáticas sobre a América do Sul vêm sendo amplamente desenvolvidas (CHOU et al., 2011; GARREAUD; FALVEY, 2008; MARENGO et al., 2009a, 2009b, 2011; NUNEZ; SOLMAN; CABRE, 2008). De acordo com o Quarto Relatório de Avaliação (AR4) do IPCC (CHRISTENSEN et al., 2007), no final do século XXI, para o cenário A1B, a avaliação da modificação do regime pluvial da América do Sul mostrou que poderá ocorrer aumento das chuvas no Equador, no norte do Peru e no sudeste do continente. Por outro lado, para o extremo norte, o leste do Brasil e a costa sul do Chile, a simulação apontou para redução das chuvas.

Marengo et al. (2011) avaliaram as possíveis mudanças climáticas futuras associadas ao cenário SRES A1B simuladas pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3 sobre a América do Sul, com ênfase em algumas bacias hidrográficas. Os resultados mostraram que a precipitação tende a diminuir até 2100, atingindo $-0,2 \text{ mm dia}^{-1}$ [$+0,5$ a $-0,5 \text{ mm dia}^{-1}$], para a bacia hidrográfica do rio Paraná. Todavia, de acordo com os autores, as projeções variam em função da época do ano e ao longo da bacia hidrográfica, ocorrendo locais com estimativa de aumento da precipitação superior a 20%, especialmente após 2040. Esta constatação evidencia a necessidade do desenvolvimento de pesquisas visando avaliar os possíveis impactos dos cenários SRES sobre os regimes climático e hidrológico, em escala regional, principalmente em bacias hidrográficas de cabeceira, visto que a bacia hidrográfica do rio Grande é a principal responsável pela regularização de vazões na bacia do rio Paraná e que nela encontram-se instalados, aproximadamente, 12% da matriz hidrelétrica brasileira (AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA - ANEEL, 2005; NÓBREGA et al., 2011).

O clima das bacias hidrográficas em estudo, de acordo com a Classificação Climática de Koppen, é Cwb (clima temperado com inverno seco e

temperatura do mês mais quente inferior a 22°C). O regime pluvial desse tipo climático é caracterizado por uma estação chuvosa, que alcança o auge no verão, e uma estação seca durante o inverno. Nessa circunstância, o comportamento hidrológico das bacias hidrográficas é fortemente influenciado por essa dinâmica do regime de chuvas. Dessa maneira, com o objetivo de avaliar as mudanças climáticas sazonais simuladas pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3 para o cenário A1B, apresentam-se, nos Gráficos 1, 2, 3 e 4, as médias mensais de precipitação e evapotranspiração potencial, seguidas dos respectivos desvios em comparação ao período controle (1961 a 1990), para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente.

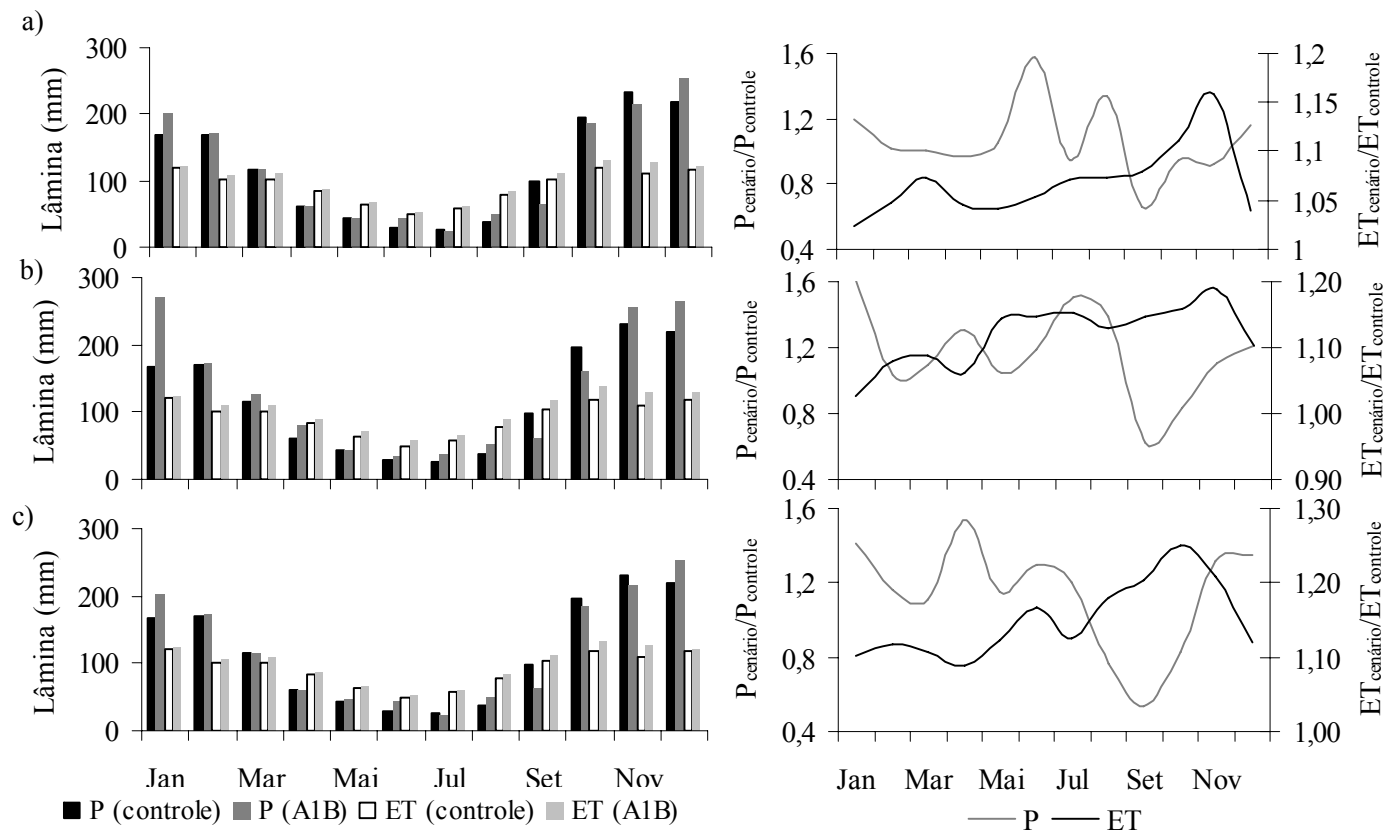


Gráfico 1 Médias mensais (esquerda), em mm mês⁻¹, e alterações relativas (direita), simuladas pelo modelo Eta-CPTec/HadCM3, para a precipitação (P) e evapotranspiração (ET), no cenário A1B, para o rio Aiuruoca entre 2011 a 2040 (a), 2041 a 2070 (b) e 2071 a 2098 (c), tomando-se como referência o clima presente (controle)

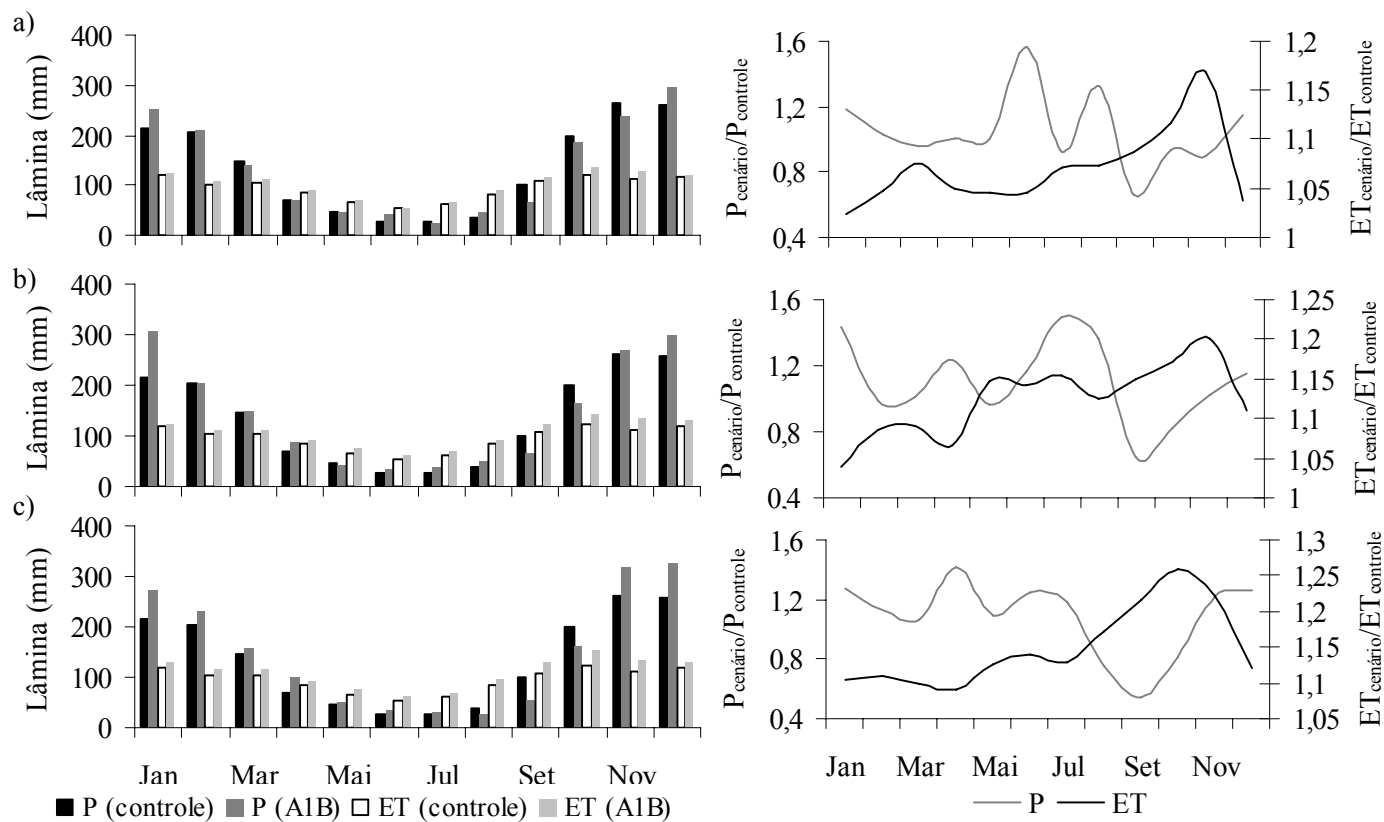


Gráfico 2 Médias mensais (esquerda), em mm mês⁻¹, e alterações relativas (direita), simuladas pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3, para a precipitação (P) e evapotranspiração (ET), no cenário A1B, para o rio Grande, entre 2011 a 2040 (a), 2041 a 2070 (b) e 2071 a 2098 (c), tomando-se como referência o clima presente (controle)

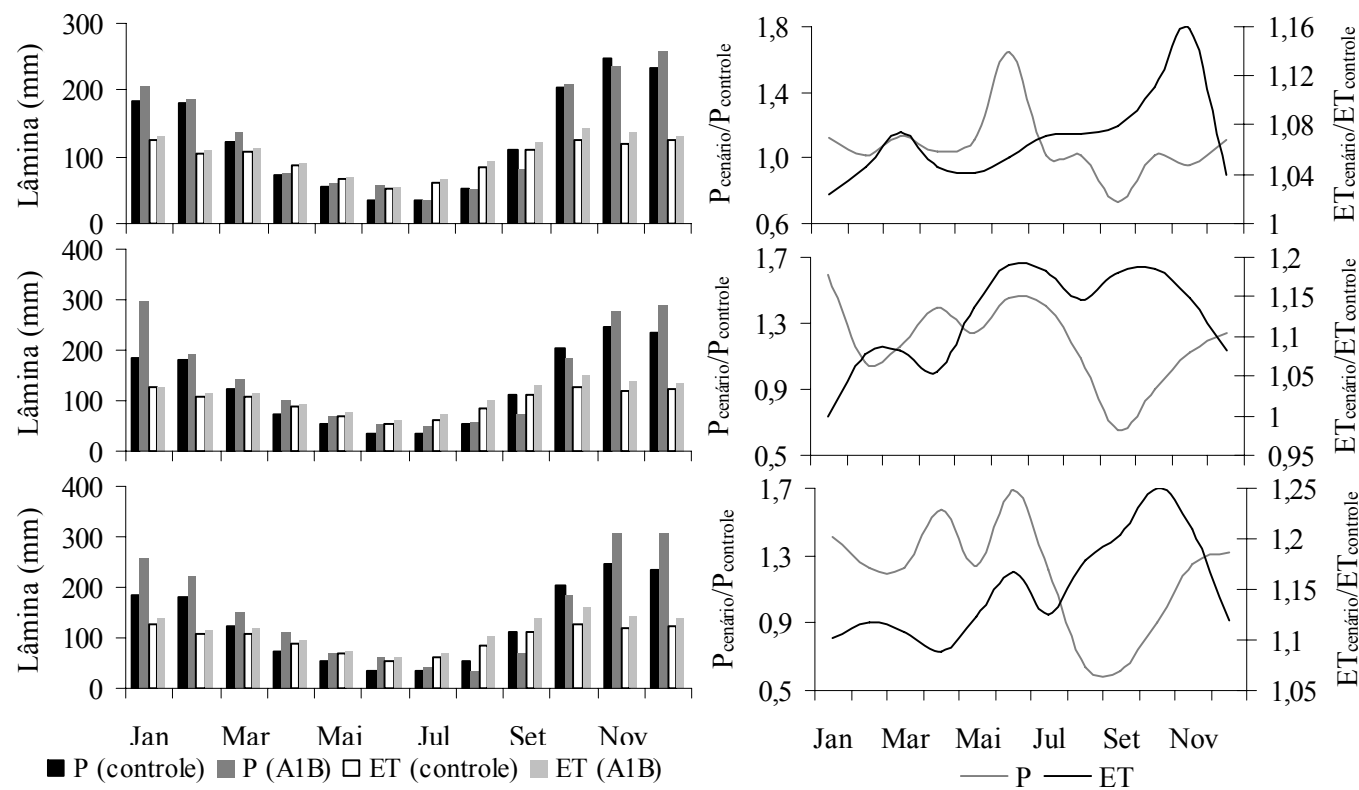


Gráfico 3 Médias mensais (esquerda), em mm mês⁻¹, e alterações relativas (direita), simuladas pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3, para a precipitação (P) e evapotranspiração (ET), no cenário A1B, para o rio Sapucaí, entre 2011 a 2040 (a), 2041 a 2070 (b) e 2071 a 2098 (c), tomando-se como referência o clima presente (controle)

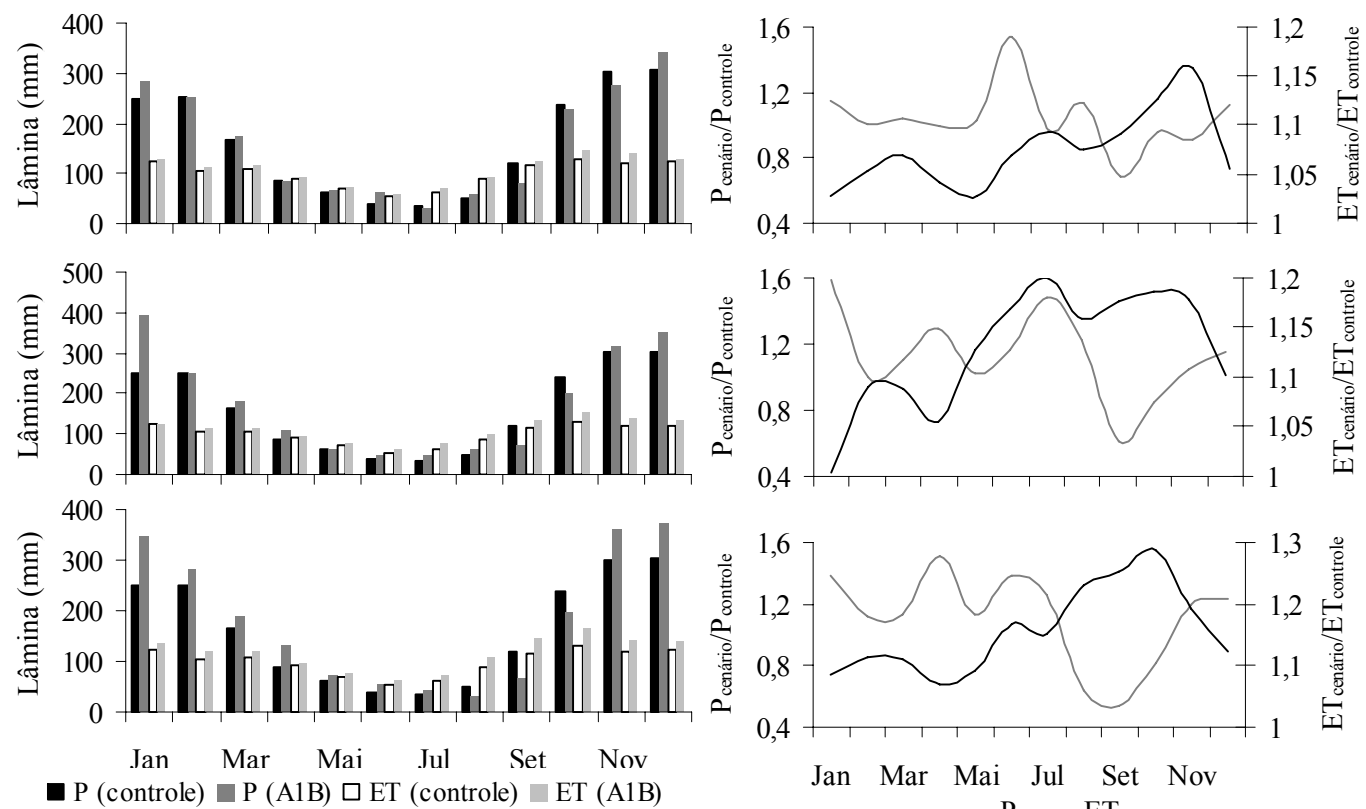


Gráfico 4 Médias mensais (esquerda), em mm mês⁻¹, e alterações relativas (direita), simuladas pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3, para a precipitação (P) e evapotranspiração (ET), no cenário A1B, para a o rio Verde, entre 2011 a 2040 (a), 2041 a 2070 (b) e 2071 a 2098 (c), tomando-se como referência o clima presente (controle)

Embora tenha sido verificado aumento da precipitação anual projetada para o cenário A1B no século XXI, a análise sazonal, conforme demonstrado nos Gráficos 1, 2, 3 e 4, revelou que, em alguns meses, poderão ocorrer reduções. Entre 2011 e 2040, verificou-se este comportamento nos meses de abril, julho e durante a primavera (setembro, outubro e novembro), excetuando-se os meses de abril, julho e outubro, na bacia hidrográfica BRS e de abril, na bacia hidrográfica BRG-MD. Levando-se em consideração que os meses de abril, julho e setembro correspondem ao período seco na região e respondem, em média, a 4,5%, 1,9% e 6,7% da precipitação total anual, os impactos associados a essa alteração são pouco expressivos, em termos da modificação da lâmina precipitada, porém, tendem a intensificar o déficit hídrico no solo característico dessa época. Para os meses de outubro e novembro, que marcam o início da estação chuvosa e nos quais ocorrem 13,1% e 16,3% da precipitação total anual, respectivamente, os resultados mostraram que poderão ocorrer alterações médias de -3,4% e -7,5%, podendo influenciar a geração do escoamento, tendo em vista que é nesse período que se inicia o processo de recarga subterrânea das bacias hidrográficas na região (MELLO et al., 2011).

Nos demais meses, o modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3 simulou aumento da lâmina precipitada entre 2011 e 2040, sobretudo em janeiro (16,3%), junho (58,2%), agosto (20,5%) e dezembro (13,5%), cabendo salientar que o auge do período chuvoso ocorre entre dezembro e janeiro. O comportamento hidrológico das bacias hidrográficas poderá sofrer drásticas alterações nessas circunstâncias, especialmente pelo possível acréscimo do escoamento superficial direto devido ao aumento da precipitação no período chuvoso, podendo ocorrer aceleração do ciclo hidrossedimentológico, com agravamento dos problemas decorrentes da erosão hídrica e aumento da frequência dos eventos de inundação e deslizamentos.

Comportamento aproximadamente semelhante foi simulado para o regime pluvial entre 2041 e 2070, com estimativa de redução da precipitação média mensal nas quatro bacias durante a primavera, atingindo -36,8% em setembro e -15,0% em outubro. Todavia, para o rio Grande, a redução estendeu-se para os meses de fevereiro (-0,7%) e maio (-4,0%). As demais alterações foram positivas para as quatro bacias, com destaque para o forte incremento simulado para os meses de janeiro (56,0%), abril (30,5%), junho (24,3%), julho (47,4%), agosto (26,6%) e dezembro (19,1%).

As mudanças climáticas extremas foram projetadas para o final do século XXI (2071 a 2098), pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3. Entre o final do inverno e o início da primavera, os resultados da simulação indicaram que poderá haver redução da precipitação média mensal no período associado ao início do ano hidrológico, especificamente de -29,9% em agosto, -43,8% em setembro e -15,9% em outubro. Isto indica agravamento do impacto sobre o potencial de recarga subterrânea na região até o final do século XXI. Nos demais meses, as projeções foram de aumento da lâmina precipitada, variando de 13,4% a 51,0%, nos meses de março e abril, respectivamente. Marengo et al. (2011) avaliaram as mudanças projetadas pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3, para o regime de chuvas na bacia hidrográfica do rio Paraná, levando em consideração o cenário A1B, com ênfase no verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e no inverno (junho, julho e agosto). As mudanças tenderam a se intensificar no final do século XXI, entre 2071 e 2100, alcançando -2,8% no verão e -15,2% no inverno.

A análise anual da evapotranspiração potencial calculada a partir das variáveis projetadas pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3, conforme abordado anteriormente, revelou que poderá haver aumento progressivo da evapotranspiração ao longo do século XXI, acompanhando as projeções estabelecidas para a temperatura. De acordo com Marengo et al. (2011), esse

comportamento pode ser explicado pelo aumento gradual da concentração de CO₂ atmosférico abordada no cenário SRES A1B, que passa de 418 ppm, em 2020, para 638 ppm, no final do século. Entretanto, cabe destacar, conforme abordam Chenoweth et al. (2011), que, enquanto o aumento da temperatura favorece o aumento da evapotranspiração potencial, a complexa interação estabelecida entre a vegetação, o teor de água no solo e o regime de chuvas é que condiciona a evapotranspiração atual.

A análise sazonal da evapotranspiração potencial, retratada nos Gráficos 1, 2, 3 e 4, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente, mostrou que poderão persistir alterações positivas, ao longo do ano, para os três períodos abordados no século XXI. No entanto, alterações mais severas foram estimadas para a primavera. O aumento da evapotranspiração potencial, sobretudo durante o período seco, poderá antecipar o momento no qual é atingido o armazenamento crítico de água no solo para as plantas e também intensificar o déficit hídrico do solo, visto que a projeção para a precipitação no mesmo período foi de diminuição. Tal comportamento simulado para o regime climático futuro poderá modificar substancialmente o ciclo hidrológico, em termos de bacias hidrográficas, afetando adversamente a produção de água, com consequências diretas sobre o aproveitamento dos recursos hídricos superficiais pelo setor energético, agricultura irrigada e abastecimento urbano, entre outros.

3.2 Simulação hidrológica na cabeceira da bacia hidrográfica do rio Grande, considerando o cenário de mudança climática A1B

3.2.1 Validação do escoamento simulado pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3

No Gráfico 5 estão apresentadas as vazões médias mensais observadas e simuladas pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3, acompanhadas do erro médio de estimativa, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV. Foram encontrados pequenos erros médios, de 21,6%, 12,0%, 25,7% e 29,4%, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente, mostrando que a aplicação das variáveis climáticas simuladas pelo modelo regional Eta-CPTEC/HadCM3, para o clima presente (1961 a 1990), como forçantes climáticas de entrada no modelo hidrológico LASH, foi capaz de reproduzir razoavelmente bem o escoamento observado nesse período, em todas as bacias hidrográficas estudadas.

Avaliando-se as vazões médias mensais simuladas para a bacia do rio Aiuruoca, constata-se um desvio positivo de 15,4% no mês de novembro e desvios negativos para os demais meses, variando entre -2,7% e -38,1%, nos meses de outubro e janeiro, respectivamente. Para a bacia do rio Grande ocorreram os melhores resultados, especialmente durante o período seco, durante o qual o erro médio foi de 6,9%. Somado a este resultado, durante o período chuvoso nessa bacia, os desvios extremos foram de -21,4% e de 29,6%, para os meses de março e dezembro, respectivamente. Tendo em vista a natural variabilidade associada aos regimes climático e hidrológico, e a complexidade inerente à modelagem dos fenômenos envolvidos, os resultados evidenciam boa qualidade do ajuste. Para a bacia do rio Sapucaí, de janeiro a novembro, os resultados aproximaram-se dos do rio Aiuruoca, entretanto, no mês de dezembro

o desvio foi positivo e igual a 20,5%. Comportamento distinto foi verificado na bacia do rio Verde, para a qual prevaleceram desvios positivos, que variaram entre 1,4% e 87,9%, nos meses de janeiro e de novembro, respectivamente.

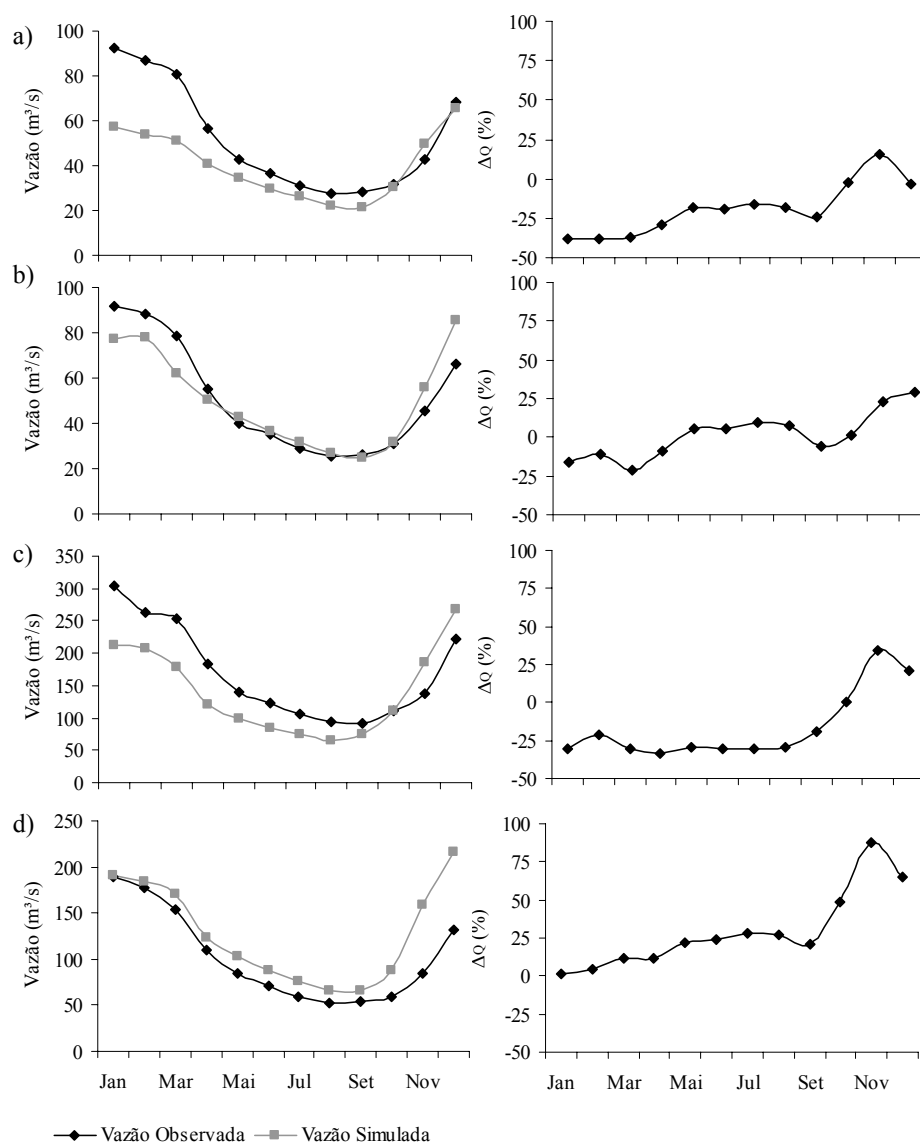


Gráfico 5 Vazão média mensal simulada pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3, entre 1961 e 1990, frente àquelas observadas durante o mesmo período nas bacias dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d), na coluna da esquerda, e erro de estimativa (ΔQ), em %, na coluna da direita

As curvas de permanência observada e simulada para o clima presente nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV estão apresentadas no Gráfico 6. Pode-se identificar boa aderência da curva simulada à observada, principalmente para o rio Grande. Para os rios Aiuruoca e Sapucaí obteve-se subestimativa para todas as permanências, enquanto para o rio Verde ocorreram valores ligeiramente superestimados.

Na Tabela 4 constam as vazões observadas e simuladas com permanência de 5% ($Q_{5\%}$), 10% ($Q_{10\%}$), 20% ($Q_{20\%}$), 80% ($Q_{80\%}$), 90% ($Q_{90\%}$) e 95% ($Q_{95\%}$), e o erro de estimativa, para as quatro bacias. Tendo em vista a dificuldade de reprodução do escoamento na época de estiagem por modelos hidrológicos de simulação contínua, a qualidade da modelagem das vazões mínimas, avaliada pelo erro de estimativa das vazões $Q_{95\%}$, $Q_{90\%}$ e $Q_{80\%}$, pode ser considerada de alta.

As vazões máximas foram avaliadas por $Q_{20\%}$, $Q_{10\%}$ e $Q_{5\%}$. Os resultados indicaram, novamente, boa acurácia das estimativas. Tais constatações reforçam os bons resultados levantados anteriormente e permitem concluir que a simulação do escoamento para o período de 1961 a 1990, pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3, foi capaz de reproduzir razoavelmente bem a variabilidade anual do regime fluvial, com destaque para a destreza na estimativa dos valores mínimos e máximos extraídos da curva de frequência de excedência de vazões.

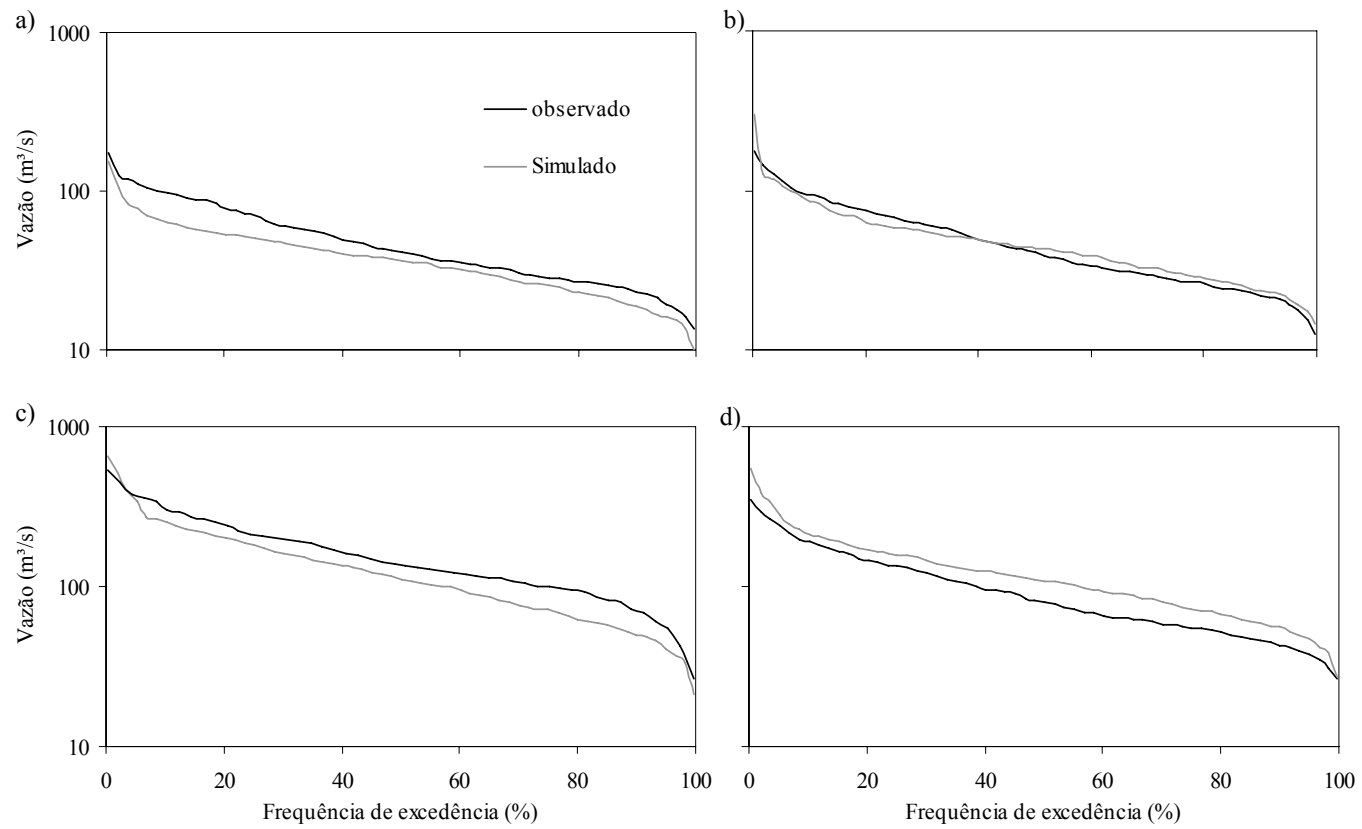


Gráfico 6 Curva de permanência observada e simulada para o clima presente (1961 a 1990), nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

Tabela 4 Vazões com permanência de 5% (Q_{5%}), 10% (Q_{10%}), 20% (Q_{20%}), 80% (Q_{80%}), 90% (Q_{90%}) e 95% (Q_{95%}), observadas (Obs) e simuladas (Sim) pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3, para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, em m³ s⁻¹, acompanhadas do erro de estimativa, em %

Permanência	Aiuruoca			Grande			Sapucaí			Verde		
	Obs	Sim	Erro (%)	Obs	Sim	Erro (%)	Obs	Sim	Erro (%)	Obs	Sim	Erro (%)
Q _{95%}	19,4	16,3	-16,3	19,2	20,9	8,8	54,9	40,9	-25,5	37,2	46,9	25,8
Q _{90%}	23,3	18,8	-19,1	22,1	23,6	7,0	70,1	49,4	-29,5	43,2	55,6	28,7
Q _{80%}	27,0	22,8	-15,6	26,0	27,8	6,7	93,9	62,2	-33,7	51,5	66,5	29,2
Q _{20%}	78,3	53,6	-31,6	74,4	63,6	-14,5	243,1	199,6	-17,9	144,2	167,8	16,4
Q _{10%}	97,9	62,9	-35,8	94,3	85,4	-9,5	308,3	251,1	-18,5	191,5	212,7	11,1
Q _{5%}	109,7	78,1	-28,8	114,8	107,5	-6,3	368,9	341,3	-7,5	241,8	279,6	15,6

3.2.2 Avaliação dos possíveis impactos do cenário SRES A1B sobre o comportamento hidrológico da região de cabeceira do Rio Grande, durante o século XXI

3.2.2.1 Análise do escoamento simulado

Nos Gráficos 6, 7, 8 e 9 apresentam-se os hidrogramas simulados e o deflúvio acumulado para o período controle (1961 a 1990) e para o cenário SRES A1B, durante o século XXI, subdividido em três épocas (2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2098), para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente. Conforme se pode observar, a aplicação do modelo hidrológico LASH para a simulação de longo termo possibilitou a representação adequada da variabilidade interanual do escoamento nas bacias hidrográficas.

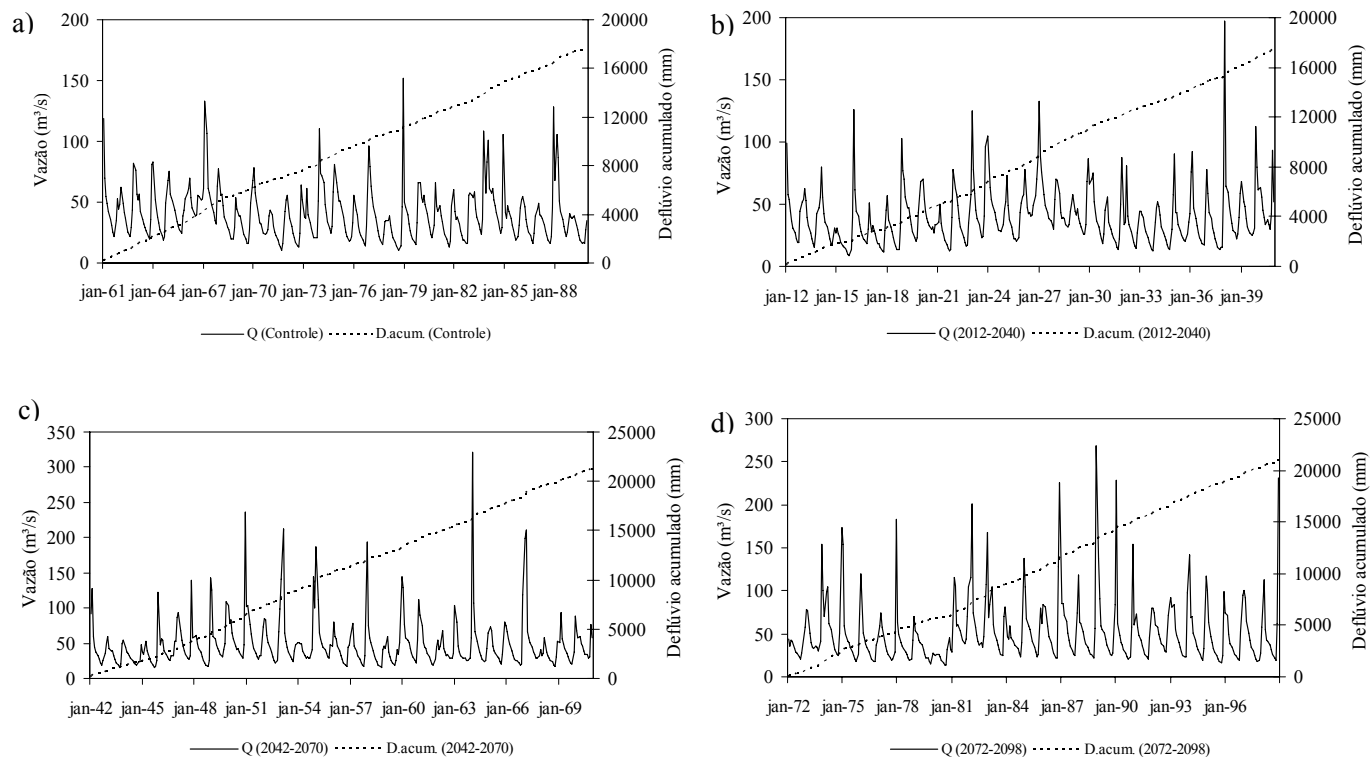


Gráfico 7 Hidrograma simulado e deflúvio acumulado na bacia hidrográfica BRA, para o período controle (a) e para o cenário SRES A1B, durante o século XXI, dividido em três períodos: 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d)

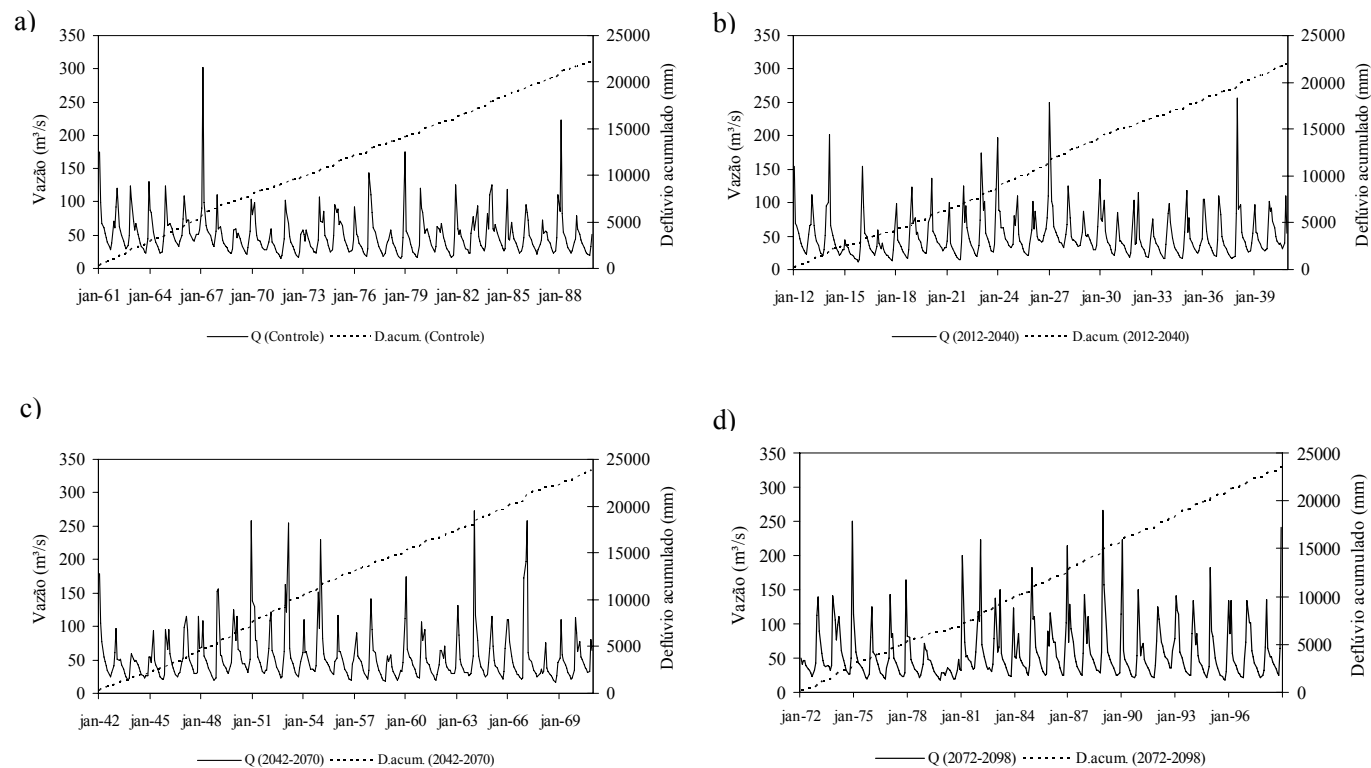


Gráfico 8 Hidrograma simulado e deflúvio acumulado na bacia hidrográfica BRG-MD, para o período controle (a) e para o cenário SRES A1B, durante o século XXI, dividido em três períodos: 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d)

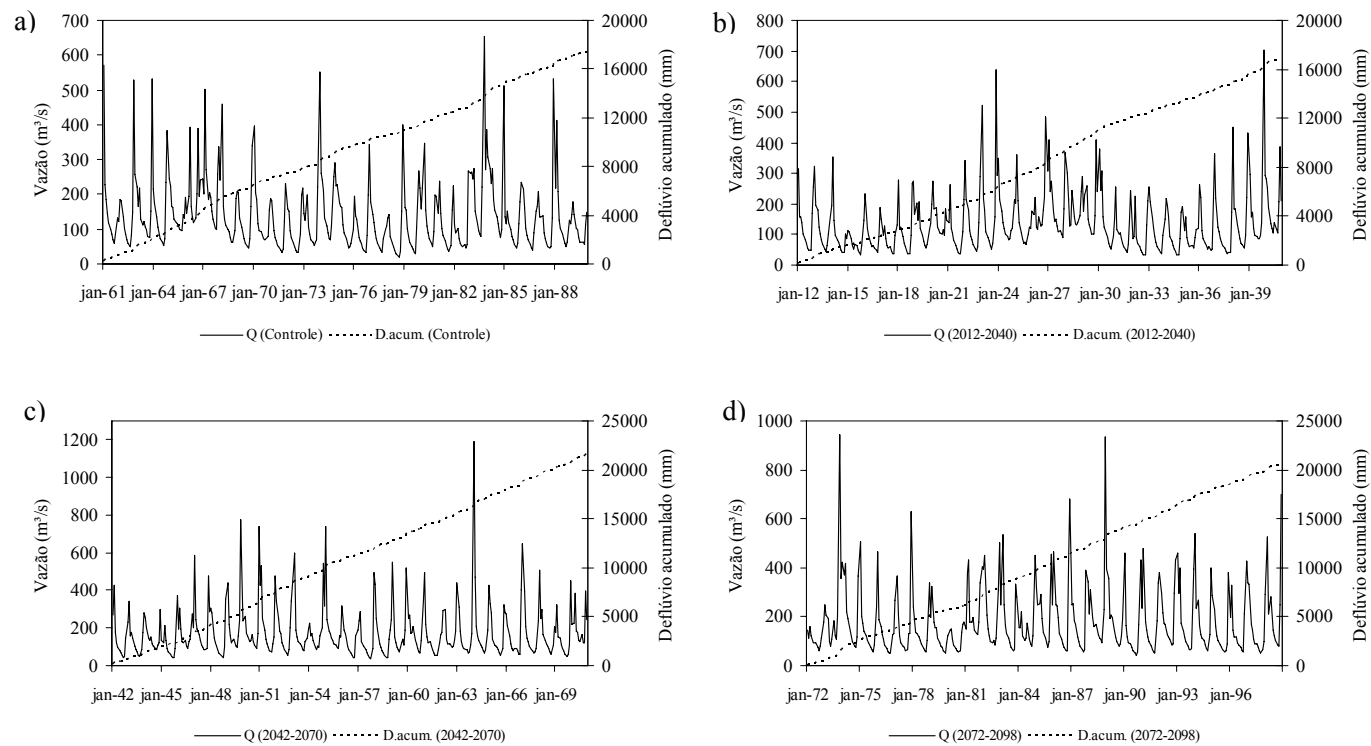


Gráfico 9 Hidrograma simulado e deflúvio acumulado na bacia hidrográfica BRS, para o período controle (a) e para o cenário SRES A1B, durante o século XXI, dividido em três períodos: 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d)

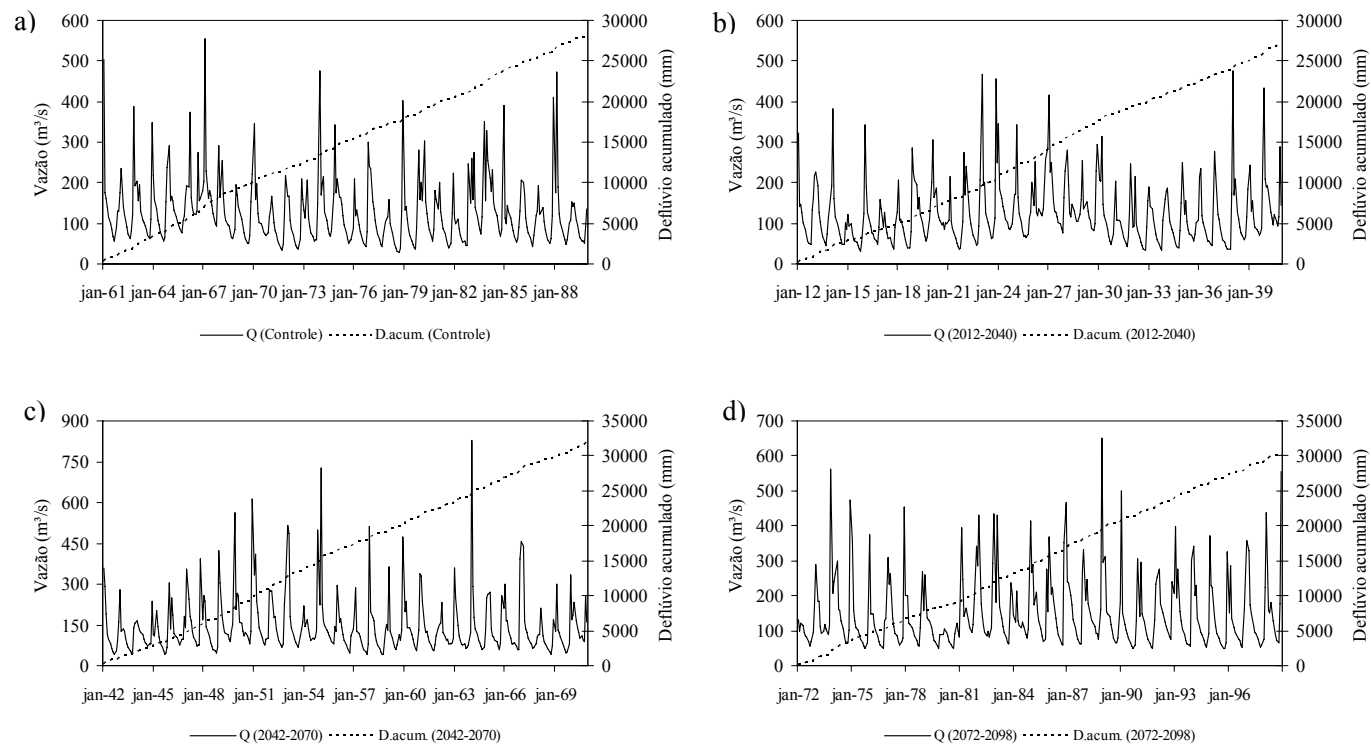


Gráfico10 Hidrograma simulado e deflúvio acumulado na bacia hidrográfica BRV, para o período controle (a) e para o cenário SRES A1B, durante o século XXI, dividido em três períodos: 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d)

Na Tabela 5 apresentam-se o deflúvio médio anual simulado para o período controle (1961 a 1990) e as respectivas simulações produzidas pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático Eta-CPTEC/HadCM3, para o século XXI, avaliado através de três períodos (2011 a 2040, 2041 a 2070 e de 2071 a 2098), para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV.

Tabela 5 Deflúvio médio anual (D) para o cenário controle (1961 a 1990) e alterações simuladas (Δ_D) pelo modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático Eta-CPTEC/HadCM3, para o século XXI, avaliado através de três períodos (2011 a 2040, 2041 a 2070 e de 2071 a 2098), para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV

Bacia	Controle	Δ_D (2011-2040)		Δ_D (2041-2070)		Δ_D (2071-2098)	
	D (mm ano ⁻¹)	mm ano ⁻¹	%	mm ano ⁻¹	%	mm ano ⁻¹	%
Aiuruoca	585,98	-3,42	-0,58	123,59	21,09	166,12	28,35
Grande	738,54	-6,29	-0,85	55,55	7,52	106,14	14,37
Sapucaí	579,23	-9,79	-1,69	140,94	24,33	157,86	27,25
Verde	935,74	-29,85	-3,19	124,83	13,34	151,17	16,16

Conforme se pode observar, de 2011 a 2040, os resultados da simulação mostraram que poderá haver redução do escoamento nas bacias hidrográficas de cabeceira do rio Grande, com o maior impacto na bacia do rio Verde. Essa resposta hidrológica está fundamentada nas forçantes climáticas fornecidas pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3. Na Tabela 3 são apresentados resultados do balanço hídrico vertical (P-ET) e os menores saldos desse balanço foram estimados para este período do século XXI, gerando, conseqüentemente, menor disponibilidade hídrica para as bacias hidrográficas de cabeceira do rio Grande. Esta redução na disponibilidade hídrica da região poderá afetar vários segmentos que fazem uso dos recursos hídricos superficiais, inclusive o reabastecimento dos reservatórios das usinas hidrelétricas instaladas na região e,

consequentemente, a regularização de vazões na bacia hidrográfica do rio Paraná, podendo surtir efeitos negativos sobre a capacidade de produção de energia elétrica no Brasil.

O efeito da evolução do cenário SRES A1B sobre o regime climático foi diferenciado para o período subsequente, entre 2041 e 2070, devido ao aumento no saldo do balanço hídrico vertical (P-ET) nas bacias, em relação ao cenário controle. Nesta situação, a resposta hidrológica simulada pelo LASH indicou que poderá ocorrer aumento do escoamento nas quatro bacias. Para o final do século XXI (2071 a 2098), o possível impacto hidrológico continua sendo de aumento do escoamento, entretanto, de maior magnitude ainda que no período anterior, devido ao incremento no saldo do balanço hídrico vertical, favorecendo o escoamento. Esse comportamento, de aumento do escoamento, poderá ocasionar aumento da frequência dos eventos de cheia e inundação na região, podendo prejudicar áreas agrícolas e urbanas nas proximidades da calha de inundação dos cursos d'água e agravamento dos problemas decorrentes da erosão hídrica.

Milly et al. (2005) avaliaram as possíveis mudanças no escoamento em 165 bacias hidrográficas espalhadas pelo mundo, associadas aos impactos de mudanças climáticas vinculadas ao cenário SRES A1B projetado por doze modelos climáticos. Foi simulado que o escoamento da bacia hidrográfica do rio Paraná poderá aumentar em até 40%, por volta de 2050. Nóbrega et al. (2011) aplicaram o modelo hidrológico MGB-IPH para simular os impactos hidrológicos associados aos cenários climáticos A1B, A2, B1 e B2 projetados pelo MCG HadCM3 para toda a bacia hidrográfica do rio Grande, entre 2006 e 2100, tendo sido projetado aumento do escoamento para os quatro cenários climáticos avaliados, entre 5% e 10%, em comparação ao período tido como controle (1961 a 1990). Ainda no estudo desenvolvido por Nóbrega et al. (2011), foi avaliado o aumento da temperatura média global entre 1°C e 6°C, pelo MCG

HadCM3, tendo sido obtida uma projeção de aumento gradual do escoamento, podendo atingir até 50% para um aumento projetado de 6°C na temperatura média global. Conforme se pode observar, as alterações estimadas para o escoamento da bacia do rio Paraná no século XXI, por Milly et al. (2005) e para toda a bacia do rio Grande, por Nóbrega et al. (2011), apresentaram projeção semelhante ao obtido para a região de cabeceira do rio Grande, que foi de intensificação do escoamento. Contudo, a avaliação temporal detalhada dos possíveis impactos hidrológicos sobre as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV identificou que poderão ocorrer épocas de estiagem na região, durante o século XXI.

Esta constatação evidencia a importância do detalhamento temporal dos resultados, sobretudo com o objetivo de subsidiar a gestão de recursos hídricos na elaboração de planos diretores que contemplem propostas de mitigação dos possíveis impactos projetados. Esse tipo de investigação científica é relevante no contexto de produção de água em bacias hidrográficas, sobretudo em regiões atualmente dependentes da exploração dos recursos hídricos superficiais, seja para o abastecimento urbano, irrigação, processos industriais, geração de energia elétrica, entre outros e tem sido aplicado com resultados promissores para a gestão dos recursos hídricos em bacias hidrográficas de distintas realidades edafoclimáticas.

Bauwens, Sohler e Degré (2011) aplicaram o modelo hidrológico EPICgrid para simular a resposta hidrológica das bacias hidrográficas de Lesse e Vesdre, localizadas na Bélgica, a quatro cenários SRES, por meio de dois conjuntos que cobrem a abrangência projetada para as mudanças climáticas, tidos como de alta e de baixa modificação. Para o cenário de alta modificação foi simulado que poderá haver forte aumento da vazão média mensal de dezembro a maio, enquanto para o cenário de baixa foi simulado que poderá ocorrer redução para a maioria dos meses, principalmente no verão. Tomasella

et al. (2008 citados por NÓBREGA et al., 2011) aplicaram o modelo climático Eta-CPTEC/HadCM3 para simular os impactos hidrológicos de mudanças climáticas na bacia hidrográfica do rio Tocantins, entre 2080 e 2099, pelo modelo hidrológico MGB-IPH, obtendo uma projeção de redução do escoamento da ordem de -20%, em comparação ao período tido como controle (1970 a 1999).

As vazões médias mensais simuladas para o século XXI e para o cenário controle estão apresentadas no Gráfico 11. Os resultados mostram que poderão ocorrer fortes contrastes no comportamento hidrológico durante as diferentes estações do ano, conforme também verificaram Bauwens, Sohier e Degré (2011). Observa-se que, no verão, o escoamento poderá sofrer forte incremento, principalmente de 2071 a 2098, acompanhando a mudança estimada para a precipitação nessa estação do ano, pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3. Outro importante impacto está relacionado com a redução das chuvas simulada para a primavera, que poderá resultar no prolongamento do período de vazante na região e na redução da vazão média de outubro, comprometendo o início do ano hidrológico.

Na análise de impactos conduzida por Nóbrega et al. (2011) com o modelo hidrológico MGB-IPH para toda a bacia do rio Grande, entre 2006 e 2100, foi projetado aumento do escoamento anual, contudo, variando ao longo do ano, com as mudanças mais importantes no final da estação chuvosa, entre fevereiro e julho, e as menos importantes entre agosto e outubro. A identificação de impactos hidrológicos cronologicamente distanciados ao longo do ano hidrológico na bacia do rio Grande (145.000 km²) e em suas sub-bacias de cabeceira (entre 2.080 e 7.325 km²) encontra fundamento em diferentes aspectos correlacionados, destacando-se: a) as escalas hidrológicas, conforme abordam Silva Júnior et al. (2003), Tucci (2003) e Viola (2008), que exercem influência sobre os processos hidrológicos que determinam a formação do escoamento; b)

presença de características climáticas peculiares na serra da Mantiqueira, que ocupa parte considerável da região de cabeceira do rio Grande, onde prevalecem maiores índices pluviométricos e temperaturas amenas, em comparação com a média e baixa bacia hidrográfica e c) efeito de regularização do escoamento a jusante da região Alto Rio Grande, pela presença de grandes reservatórios que têm por finalidade a produção de energia elétrica.

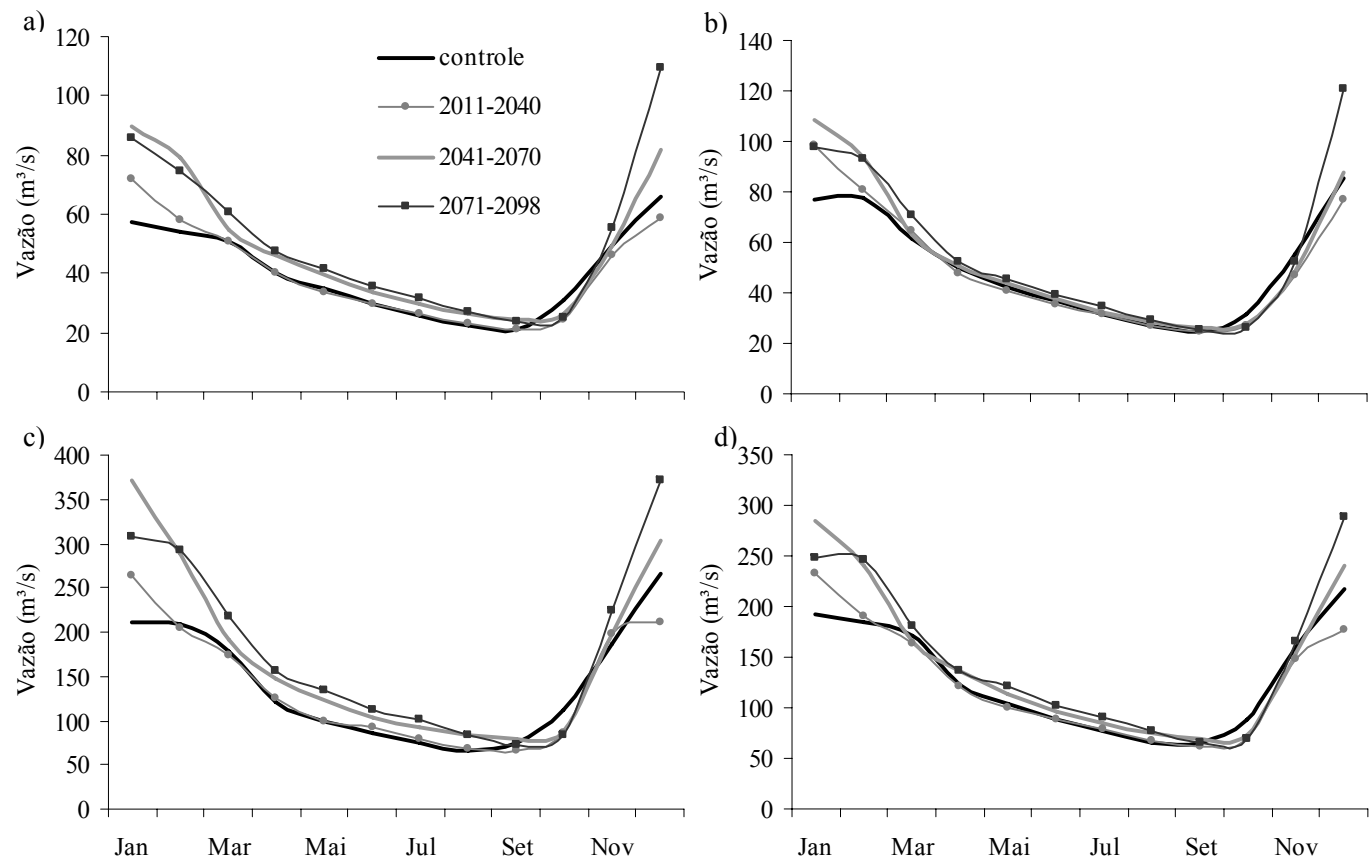


Gráfico 11 Vazões médias mensais simuladas para o século XXI, divididas de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e de 2071 a 2098 e para o período controle, nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

No Gráfico 12 são apresentadas as curvas de permanência simuladas para o cenário climático SRES A1B no século XXI, subdividido de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e de 2071 a 2098, e para o período controle (1961 a 1990), nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d). De acordo com os dados da Tabela 6, na qual estão apresentadas as vazões $Q_{5\%}$, $Q_{10\%}$, $Q_{20\%}$, $Q_{80\%}$, $Q_{90\%}$ e $Q_{95\%}$, pode-se observar que os impactos sobre as vazões mínimas e máximas devem ser crescentes ao longo do século XXI, para as quatro bacias.

As alterações das vazões mínimas simuladas pelo modelo hidrológico LASH variaram ao longo do século XXI. Para o primeiro período analisado (2011 a 2040), as estimativas mostraram que poderá ocorrer redução das vazões mínimas ($Q_{80\%}$, $Q_{90\%}$ e $Q_{95\%}$) nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca, Grande e Verde, com suaves mudanças para a bacia do rio Sapucaí. Entretanto, para os dois períodos posteriores, a resposta hidrológica simulada sinalizou que o impacto do cenário SRES A1B modelado pelo modelo Eta-CPTEC/HadCM3 poderá resultar em aumento das vazões mínimas, em função do maior saldo entre P e ET para os períodos futuros.

Nóbrega et al. (2011) simularam pequenas modificações para as vazões mínimas da bacia hidrográfica do rio Grande, frente aos cenários SRES A1B, A2, B1 e B2. De acordo com os autores, para o cenário crítico (A2), as simulações com o modelo MGB-IPH mostraram que poderá haver redução de $Q_{95\%}$ da ordem de -1,5%. Conforme mencionado, o escoamento na bacia hidrográfica do rio Grande é regularizado por uma série de grandes reservatórios de usinas hidrelétricas construídas a partir da década de 1960 e que produzem, atualmente, 12% da energia proveniente desta matriz no Brasil (ANEEL, 2005; NÓBREGA et al., 2011). Nessa conjuntura, o escoamento no exutório da bacia do rio Grande ao final da vazante, quando ocorrem as vazões mínimas, tende a sofrer forte efeito da regularização dos reservatórios, dificultando a identificação

de possíveis modificações sobre as vazões mínimas. Entretanto, nas bacias de cabeceira, que não estão sob a influência de regularização, a realidade é distinta, tendo sido estimadas severas modificações para as vazões mínimas $Q_{80\%}$, $Q_{90\%}$ e $Q_{95\%}$, sobretudo ao final do século XXI. Levando-se em consideração que as bacias em estudo drenam diretamente para os reservatórios de Furnas e de Camargos, as alterações negativas projetadas para o período que se estende de 2011 a 2040 são preocupantes, do ponto de vista da produção de energia elétrica, da qualidade da água e para a disponibilidade hídrica superficial, de maneira geral.

Ainda nesta linha, Rahman, Bolisetti e Balachandar (2010) aplicaram o modelo hidrológico SWAT para avaliar os efeitos do cenário SRES A2, de 2041 a 2070, sobre as vazões mínimas da bacia hidrográfica do rio Ruscon, em Ontário, no Canadá. A análise de $Q_{95\%}$ e de $Q_{90\%}$ indicou que poderá ocorrer aumento nos meses de janeiro, maio, novembro e dezembro. Tomasella et al. (2008 citados por NÓBREGA et al., 2011) aplicaram o cenário SRES A1B projetado pelo modelo climático Eta-CPTEC/HadCM3 para avaliar os impactos hidrológicos de mudanças climáticas na bacia hidrográfica do rio Tocantins, com o modelo hidrológico MGB-IPH. Dentre os principais resultados, pode-se destacar a projeção de redução da $Q_{90\%}$ em 58%, para o final do século XXI, entre 2080 e 2099.

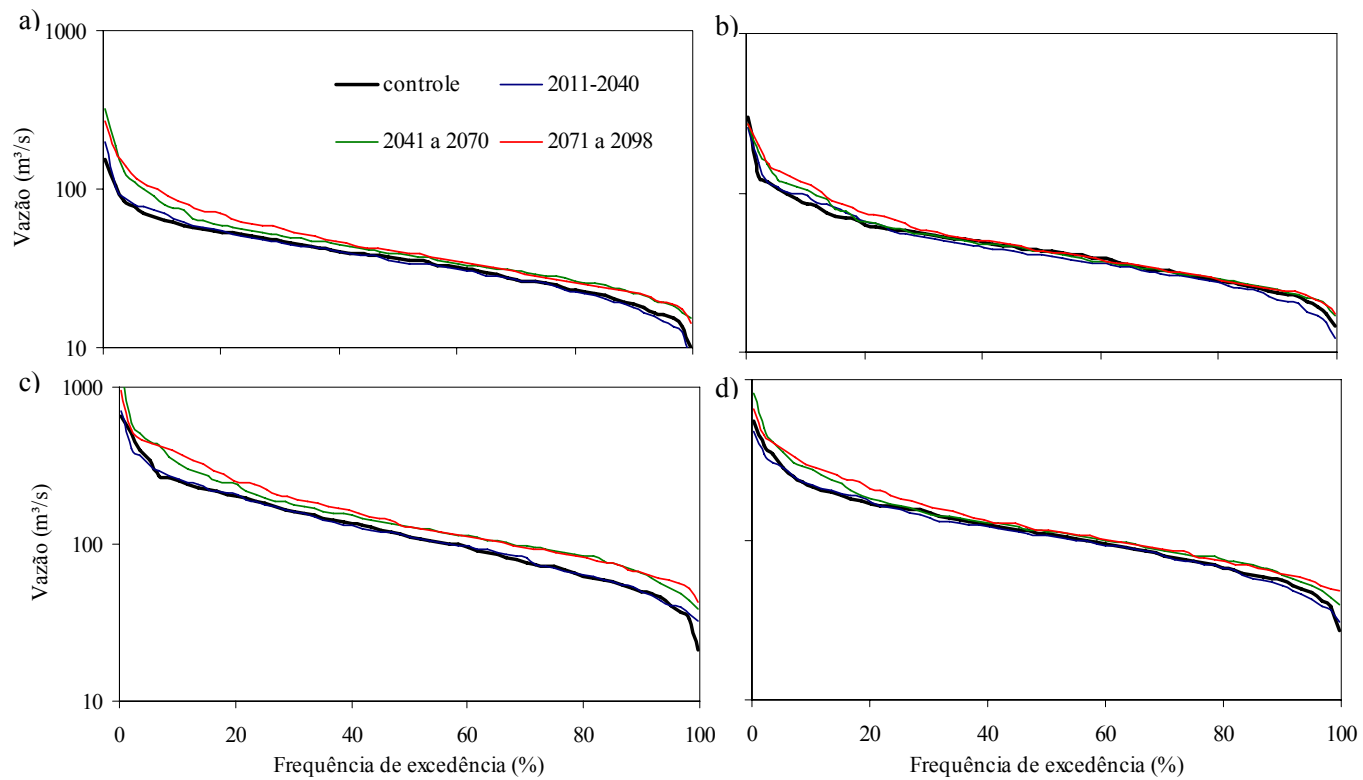


Gráfico 12 Curva de permanência simulada para o cenário climático SRES A1B, para o século XXI, subdividido de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e de 2071 a 2098 e para o período controle (1961 a 1990), nas bacias hidrográficas dos rios Aiuruoca (a), Grande (b), Sapucaí (c) e Verde (d)

Tabela 6 Vazões (Q) com permanência de 5% (Q_{5%}), 10% (Q_{10%}), 20% (Q_{20%}), 80% (Q_{80%}), 90% (Q_{90%}) e 95% (Q_{95%}), em m³ s⁻¹, para o período tido como controle (1961 a 1990) e simuladas para o século XXI, de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e de 2071 a 2098, nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, e respectivas alterações com relação ao período controle (Δ_Q), em %

Permanência	Controle	2011-2040		2041-2070		2071-2098	
	Q	Q	Δ_Q	Q	Δ_Q	Q	Δ_Q
Aiuruoca							
Q _{95%}	16,3	14,7	-9,8	19,1	17,8	19,2	18,2
Q _{90%}	18,8	18,0	-4,5	22,0	16,8	22,1	17,4
Q _{80%}	22,8	22,6	-0,9	26,5	16,0	25,8	13,2
Q _{20%}	53,6	54,3	1,4	58,3	8,9	69,7	30,1
Q _{10%}	62,9	69,5	10,5	80,6	28,3	95,4	51,8
Q _{5%}	78,1	80,1	2,7	111,6	43,0	118,1	51,3
Grande							
Q _{95%}	20,9	17,6	-15,5	21,8	4,5	22,3	6,8
Q _{90%}	23,6	21,4	-9,4	24,7	4,6	24,7	4,5
Q _{80%}	27,8	27,0	-2,7	28,7	3,2	28,6	2,8
Q _{20%}	63,6	66,2	4,1	66,0	3,9	74,9	17,8
Q _{10%}	85,4	95,4	11,7	104,8	22,7	113,6	33,1
Q _{5%}	107,5	110,3	2,5	121,9	13,4	140,3	30,4
Sapucaí							
Q _{95%}	40,9	40,8	-0,3	52,6	28,5	58,6	43,2
Q _{90%}	49,4	49,8	0,8	64,9	31,3	65,1	31,8
Q _{80%}	62,2	64,5	3,6	84,4	35,7	81,2	30,5
Q _{20%}	199,6	204,6	2,5	237,4	18,9	250,8	25,6
Q _{10%}	251,1	258,2	2,8	326,2	29,9	382,2	52,2
Q _{5%}	341,3	314,7	-7,8	453,1	32,7	452,6	32,6
Verde							
Q _{95%}	46,9	42,1	-10,1	52,0	11,1	54,7	16,7
Q _{90%}	55,6	51,6	-7,2	59,6	7,2	60,1	8,0
Q _{80%}	66,5	65,7	-1,2	75,9	14,1	73,1	9,8
Q _{20%}	167,8	170,5	1,6	181,3	8,0	206,6	23,1
Q _{10%}	212,7	219,0	3,0	271,4	27,6	290,8	36,7
Q _{5%}	279,6	278,4	-0,4	355,5	27,1	369,1	32,0

Durante a época de cheia, a avaliação das curvas de permanência mostrou que o possível impacto do cenário SRES A1B na cabeceira do rio Grande, para o século XXI, será de elevação das vazões máximas. As alterações

estimadas para as vazões máximas na região de cabeceira do rio Grande apresentaram sinal semelhante aos resultados obtidos por Nóbrega et al. (2011). A análise das curvas de permanência simuladas por estes autores revelou mudanças principalmente nas vazões máximas, tendo sido projetado para o cenário mais severo (A2) um aumento de 12,9% para $Q_{5\%}$. Como se pode observar na Tabela 6, entre 2011 e 2040 foram projetadas ligeiras alterações para $Q_{5\%}$ nas quatro bacias, mas que, porém, foram intensificadas para os dois períodos posteriores, atingindo, em termos médios, 29,05% e 36,58%, entre 2041 e 2070 e entre 2071 e 2098, respectivamente. Novamente, o diagnóstico mais severo tido para a região de cabeceira do rio Grande, quando comparado aos resultados produzidos por Nóbrega et al. (2011) para toda a bacia, pode ser justificado pela inexistência de grandes reservatórios atuando como medidas estruturais para o controle e a prevenção de enchentes e inundações nas proximidades da serra da Mantiqueira.

Continuando nesse contexto, os resultados obtidos por Bauwens, Sohler e Degré (2011), para as vazões máximas diárias nas bacias Lesse e Vesdre, para o final do século XXI, mostraram um possível aumento das vazões máximas associadas a um período de retorno de 100 anos, de 54% e 27%, para Lesse e Vesdre, respectivamente.

3.2.2.2 Componentes do escoamento simulado

Nos Gráficos 13, 14, 15 e 16 estão apresentadas as lâminas médias mensais simuladas para os escoamentos subterrâneo, subsuperficial e superficial direto nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente, para o período controle (1961 a 1990) e para o cenário SRES A1B de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e de 2071 a 2098. Pela análise destas figuras, pode-se afirmar que a variabilidade interanual dos componentes do escoamento simulados pelo

modelo hidrológico LASH foi fielmente reproduzida, conforme discutido nos capítulos 2 e 3. A identificação desta característica em um modelo hidrológico é importante para validar sua aplicação na simulação de longo termo, requerida para a avaliação de cenários futuros de mudanças climáticas projetados por modelos climáticos.

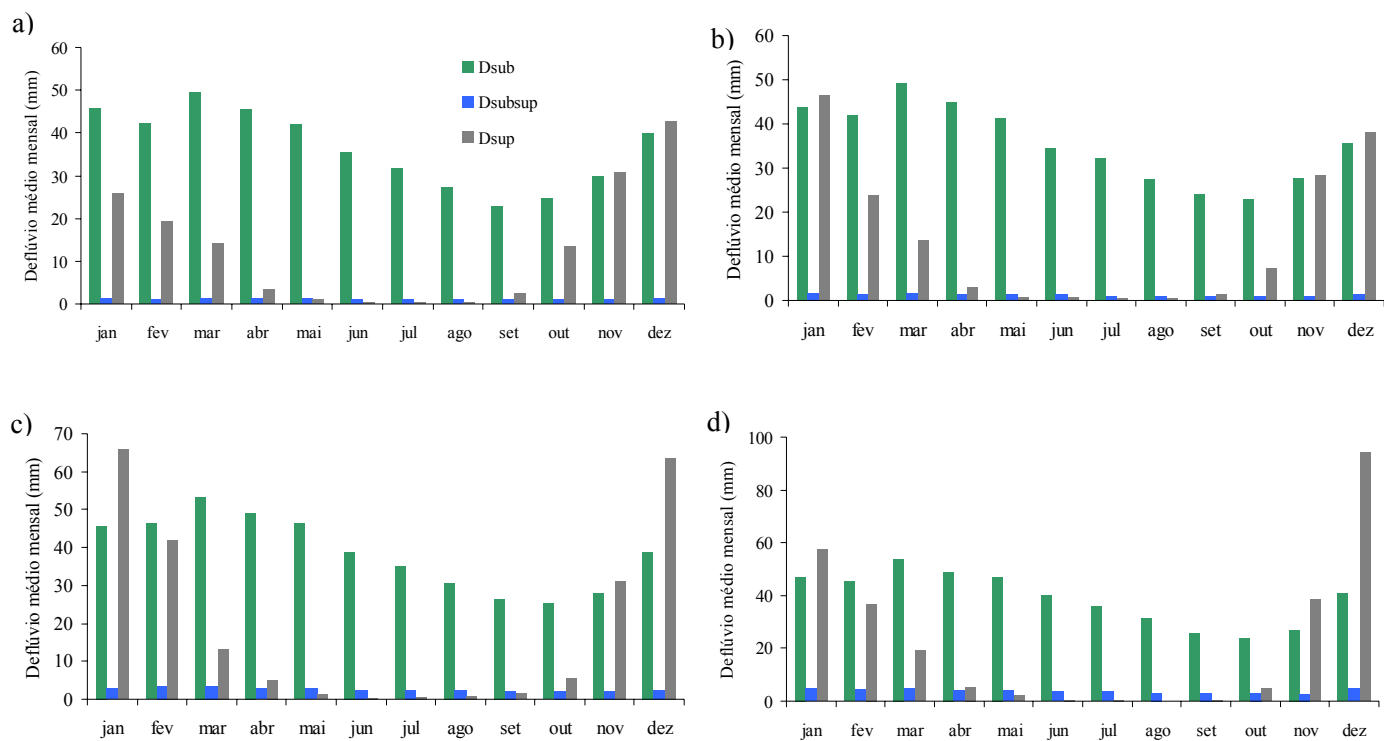


Gráfico 13 Lâmina média mensal de escoamento subterrâneo (D_{sub}), subsuperficial (D_{subsup}) e superficial direto (D_{sup}), simulada para a bacia hidrográfica BRA, no período controle (a) e no cenário climático futuro A1B durante o século XXI, dividido de 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d)

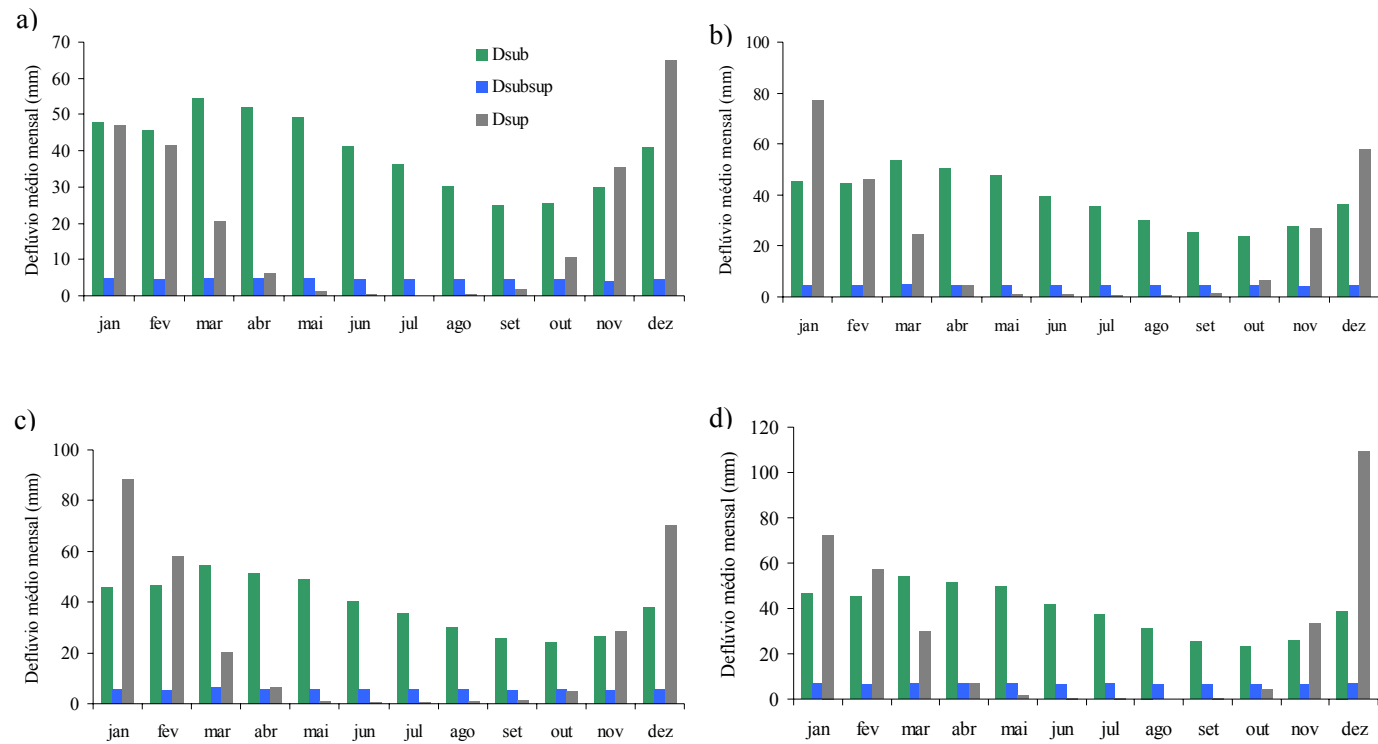


Gráfico 14 Lâmina média mensal de escoamento subterrâneo (D_{sub}), subsuperficial (D_{subsup}) e superficial direto (D_{sup}), simulada para a bacia hidrográfica BRG-MD, no período de controle (a) e no cenário climático futuro A1B durante o século XXI, dividido de 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d)

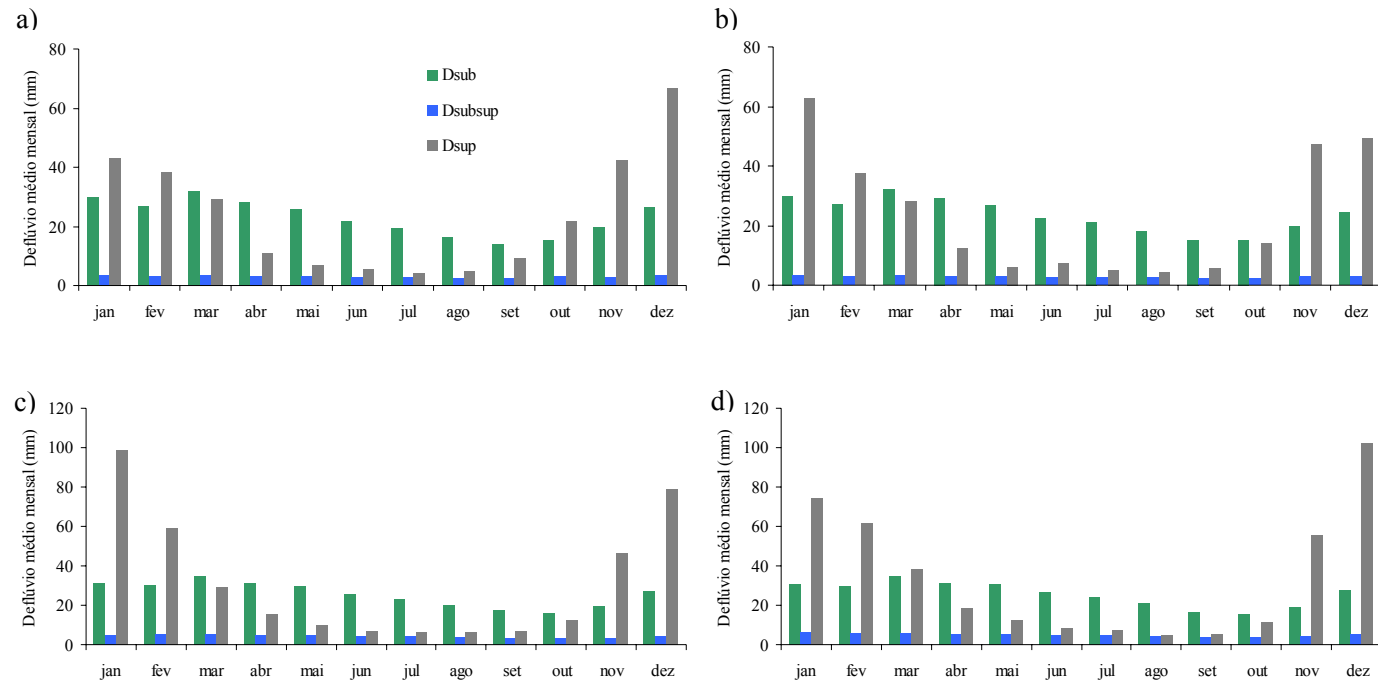


Gráfico 15 Lâmina média mensal de escoamento subterrâneo (D_{sub}), subsuperficial (D_{subsup}) e superficial direto (D_{sup}), simulada para a bacia hidrográfica BRS, no período controle (a) e no cenário climático futuro A1B durante o século XXI, dividido de 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d)

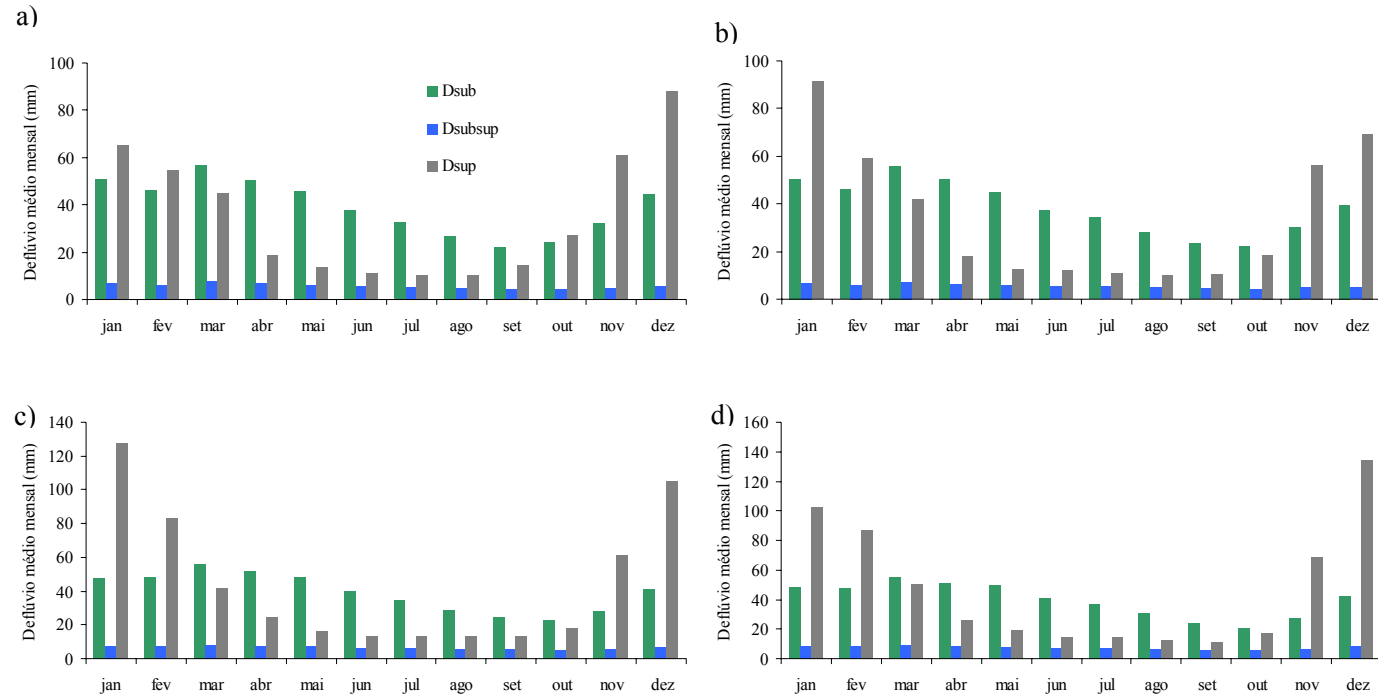


Gráfico 16 Lâmina média mensal de escoamento subterrâneo (D_{sub}), subsuperficial (D_{subsup}) e superficial direto (D_{sup}), simulada para a bacia hidrográfica BRV, no período controle (a) e no cenário climático futuro A1B durante o século XXI, dividido de 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d)

As alterações estimadas para os componentes do escoamento das bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, para o cenário climático futuro A1B no século XXI, estão apresentadas na Tabela 5, para os períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2098.

Tabela 5 Lâmina (D) de escoamento superficial direto (sup), subsuperficial (sub-sup) e subterrânea (sub), para o cenário controle, em mm ano^{-1} , seguida das possíveis alterações (Δ_D) projetadas para o cenário SRES A1B no século XXI, em mm ano^{-1} e %, nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV

Comp	Controle	Δ_D (2011-2040)		Δ_D (2041-2070)		Δ_D (2071-2098)	
	D (mm ano^{-1})	mm ano^{-1}	%	mm ano^{-1}	%	mm ano^{-1}	%
Aiuruoca							
sup	150,77	7,69	5,10	77,20	51,20	101,77	67,50
sub-sup	13,65	1,12	8,20	17,73	129,90	35,26	258,40
sub	421,55	-12,23	-2,90	28,67	6,80	29,09	6,90
Grande							
sup	224,44	15,02	6,69	48,12	21,44	87,71	39,08
sub-sup	51,86	0,17	0,33	15,68	30,24	27,77	53,55
sub	462,24	-21,48	-4,65	-8,26	-1,79	-9,35	-2,02
Sapucaí							
sup	276,44	-8,35	-3,02	96,18	34,79	107,45	38,87
sub-sup	36,52	-4,36	-11,95	14,63	40,05	22,87	62,64
sub	266,27	2,92	1,10	30,13	11,32	27,53	10,34
Verde							
sup	412,64	-17,27	-4,19	109,82	26,61	129,02	31,27
sub-sup	68,60	-4,27	-6,23	11,30	16,47	21,77	31,74
sub	454,50	-8,31	-1,83	3,71	0,82	0,37	0,08

O componente subterrâneo representou a maior parcela do escoamento total nas bacias hidrográficas em estudo, conforme discutido no capítulo 2, evidenciando que as modificações do regime pluvial projetadas pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3 poderão afetar adversamente o

escoamento, durante o século XXI, nas bacias hidrográficas de cabeceira do rio Grande, devido à forte interdependência existente entre o regime pluvial e o de recarga do aquífero.

No período de 2011 a 2040, teríamos $409,32 \text{ mm ano}^{-1}$ (-2,9%), $440,76 \text{ mm ano}^{-1}$ (-4,65%), $269,19 \text{ mm ano}^{-1}$ (1,1%) e $446,19 \text{ mm ano}^{-1}$ (-1,83%) de escoamento subterrâneo para as bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente. Todavia, com o objetivo de subsidiar a discussão destes resultados, nos Gráficos 17, 18, 19 e 20 estão apresentadas as alterações relativas das médias mensais de precipitação e dos escoamentos subterrâneo, subsuperficial e superficial direto para o cenário climático futuro A1B nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente, em comparação ao período controle (1961 a 1990).

Observa-se, nos Gráficos 17a, 18a, 19a e 20a, que o escoamento subterrâneo poderá sofrer influência das modificações sazonais simuladas para o regime de chuvas entre 2011 e 2040, com possível prolongamento e intensificação do período de vazante na região, tendo sido simulada redução do escoamento subterrâneo no final da primavera (outubro e novembro) e início do verão (dezembro e janeiro). Este resultado está fundamentado no acréscimo projetado para o déficit hídrico do solo na época de estiagem e a diminuição das chuvas por volta do início do período chuvoso, determinando o atraso da reposição do teor de água no solo, podendo modificar a dinâmica de recarga do aquífero. Por outro lado, em alguns meses do ano, o aumento da precipitação poderá ocasionar pequeno incremento nas lâminas subterrâneas, basicamente pela manutenção do armazenamento atual de água no solo mais próximo da capacidade de armazenamento máxima.

Nas bacias dos rios Aiuruoca, Grande e Verde, o período no qual ocorreu redução do escoamento subterrâneo tenderá a prevalecer, enquanto na bacia do rio Sapucaí, devido ao comportamento climático diferenciado nos

meses de abril, julho e outubro, para os quais a projeção foi de aumento da precipitação, tenderá a prevalecer o período no qual houve aumento do escoamento subterrâneo.

Para as próximas duas épocas abordadas (2041 a 2070 e 2071 a 2098), a redução da lâmina precipitada simulada para o final do inverno e início da primavera produziu projeção semelhante ao do primeiro período analisado (2011 a 2040), de redução do escoamento subterrâneo no final da primavera e início do verão. Contudo, para a bacia hidrográfica BRG-MD foi obtido comportamento diferenciado para as demais estações do ano, com possível redução do escoamento subterrâneo no outono e no início do inverno, o que pode ser justificado pelos menores incrementos de precipitação simulados para o regime pluvial dessa bacia, em comparação ao das demais.

Nesse contexto, as características regionais simuladas pelo *downscaling* do modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3 em grid regular de 40 km produziram distintos impactos climáticos para o cenário SRES A1B na região estudada que justificam o comportamento diferenciado do escoamento subterrâneo simulado para o século XXI, nas quatro bacias hidrográficas. Estas diferenças modeladas para o regime climático estão embasadas na diversidade geomorfológica da paisagem na região sul de Minas Gerais e atentam para a necessidade de avaliação de impactos hidrológicos advindos de mudanças climáticas em escala regional.

No trabalho de Rahman, Bolisetti e Balachandar (2010), citado anteriormente, os resultados da simulação mostraram que a possível resposta hidrológica para esse período será de aumento das vazões mínimas durante a primavera e de redução no verão e outono, o que foi atribuído, basicamente, ao efeito dos estímulos climáticos projetados pelo MCG. A análise da vazão mínima de sete dias consecutivos (Q_7), simulada por Bauwens, Sohler e Degré (2011) para bacias hidrográficas na Bélgica, obtida em trabalho mencionado

anteriormente, mostrou que poderá ocorrer redução entre 19% e 24%, para um período de retorno de dois anos e entre 20% e 35%, para um período de retorno de cinquenta anos.

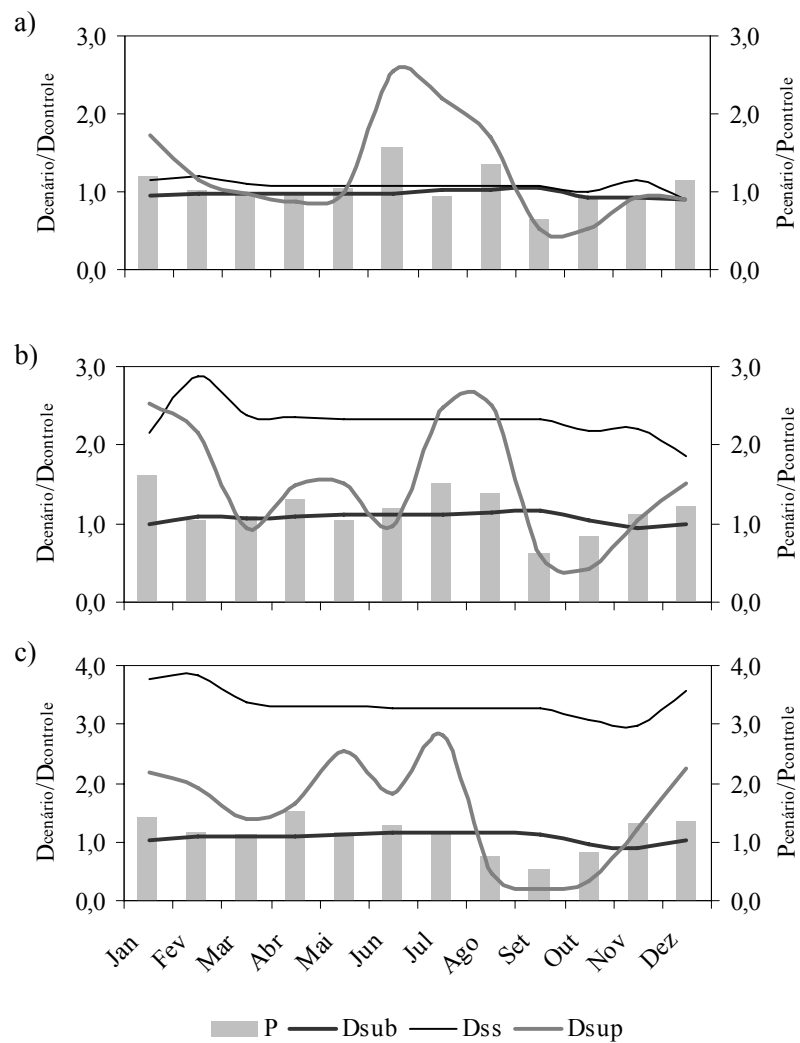


Gráfico 17 Alterações relativas das médias mensais de precipitação (P) e dos escoamentos subterrâneo (D_{sub}), subsuperficial (D_{ss}) e superficial direto (D_{sup}), tomando-se como referência o período controle (1961 a 1990), modeladas para o cenário SRES A1B, na bacia hidrográfica BRA, de 2011 a 2040 (a), 2041 a 2070 (b) e 2071 a 2098 (c)

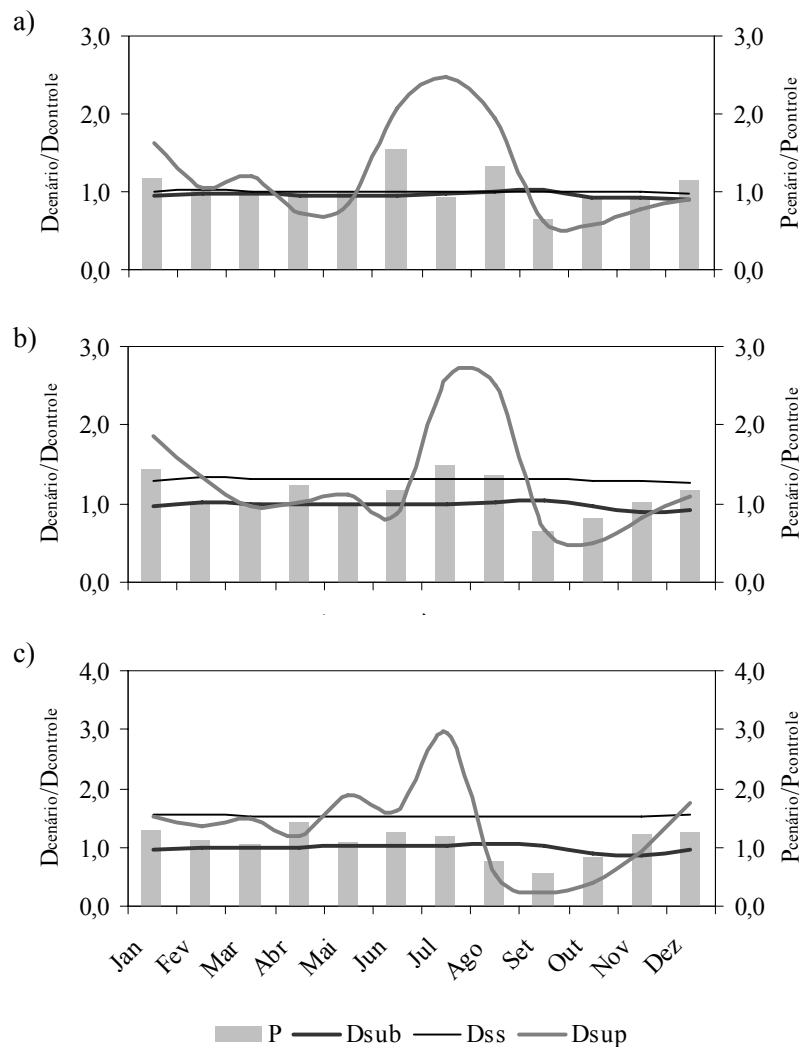


Gráfico 18 Alterações relativas das médias mensais de precipitação (P) e dos escoamentos subterrâneo (D_{sub}), subsuperficial (D_{ss}) e superficial direto (D_{sup}), tomando-se como referência o período controle (1961 a 1990), modeladas para o cenário SRES A1B, na bacia hidrográfica BRG-MD, de 2011 a 2040 (a), 2041 a 2070 (b) e 2071 a 2098 (c)

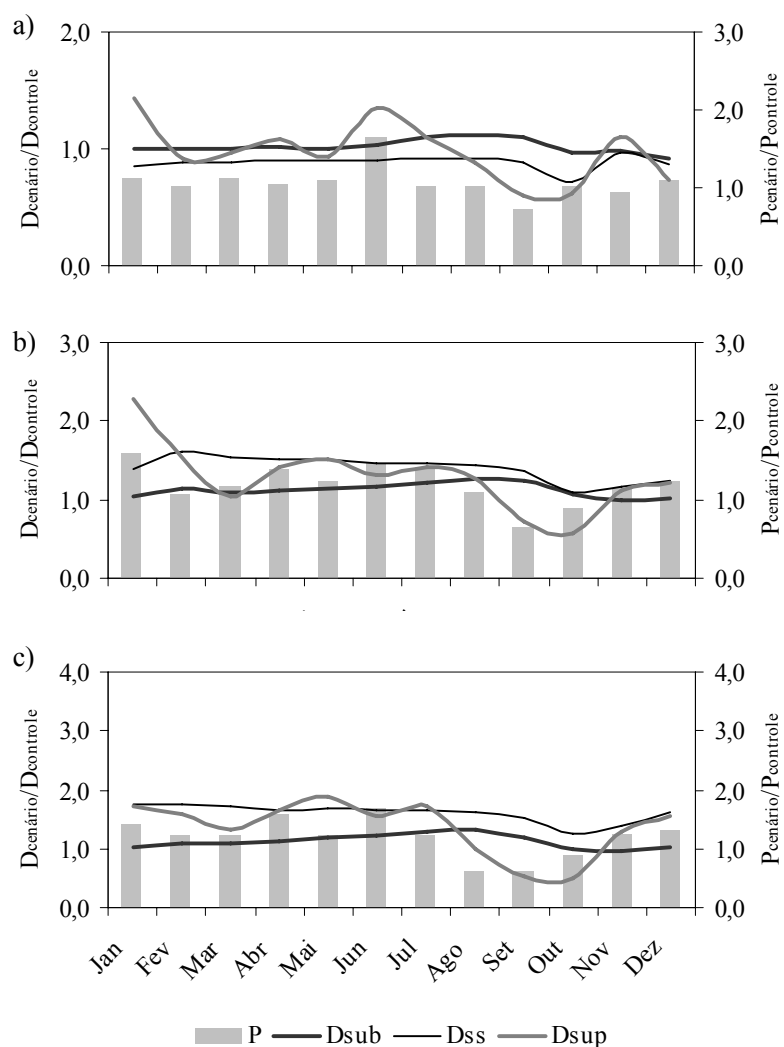


Gráfico 19 Alterações relativas das médias mensais de precipitação (P) e dos escoamentos subterrâneo (D_{sub}), subsuperficial (D_{ss}) e superficial direto (D_{sup}), tomando-se como referência o período controle (1961 a 1990), modeladas para o cenário SRES A1B, na bacia hidrográfica BRS, de 2011 a 2040 (a), 2041 a 2070 (b) e 2071 a 2098 (c)

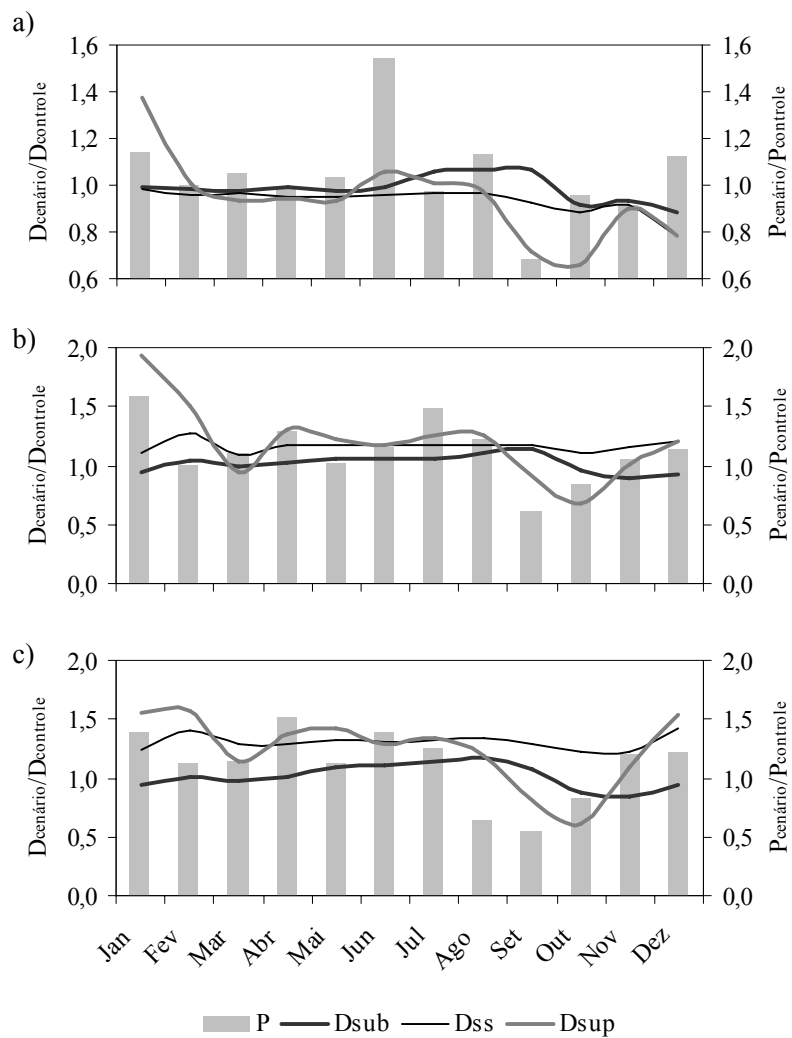


Gráfico 20 Alterações relativas das médias mensais de precipitação (P) e dos escoamentos subterrâneo (D_{sub}), subsuperficial (D_{ss}) e superficial direto (D_{sup}), tomando-se como referência o período controle (1961 a 1990), modeladas para o cenário SRES A1B, na bacia hidrográfica BRV, de 2011 a 2040 (a), 2041 a 2070 (b) e 2071 a 2098 (c)

O escoamento subsuperficial foi o componente do escoamento de menores proporções nas bacias de cabeceira do rio Grande, conforme discutido no capítulo 2, ocupando 2,3%, 7,0%, 6,3% e 7,3% do escoamento total anual, no período controle (1961 a 1990), nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente. Entretanto, os resultados da simulação mostraram que ele poderá apresentar as maiores alterações dentre os componentes do escoamento. Para o período de 2011 a 2040, foram projetadas as modificações menos expressivas, de 1,12 mm ano⁻¹ (8,2%), 0,17 mm ano⁻¹ (0,33%), -4,36 mm ano⁻¹ (-11,95%) e de -4,27 mm ano⁻¹ (-6,23%), para os rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente. Contudo, foram tidos impactos crescentes para os dois períodos que se seguem, por todo o ano. Ao final do século XXI, os resultados mostraram que o saldo anual poderá ser positivo em toda a região, podendo atingir 35,26 mm ano⁻¹ (258,4%), 27,77 mm ano⁻¹ (53,55%), 22,87 mm ano⁻¹ (62,64%) e 21,77 mm ano⁻¹ (31,74%), nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV, respectivamente.

O escoamento superficial direto, por sua vez, apresentou lâminas médias anuais, no período controle, de 150,77 mm ano⁻¹, 224,44 mm ano⁻¹, 276,44 mm ano⁻¹ e 412,64 mm ano⁻¹, nos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente. Aspectos relacionados com a variabilidade desse componente do escoamento nas bacias hidrográficas em estudo foram discutidos no capítulo 2. Os impactos médios anuais simulados para o escoamento superficial direto ao longo do século XXI apresentaram sinais idênticos aos do escoamento subsuperficial, o que era esperado, uma vez que ambos representam uma resposta mais rápida das bacias hidrográficas aos eventos de precipitação. Entretanto, a análise sazonal diagnosticou que a modificação do escoamento superficial direto poderá ser diferenciada em algumas épocas do ano. De 2011 a 2040, a estimativa de redução das chuvas entre o final do inverno e o início da primavera evidencia possíveis reduções no escoamento superficial direto, que

poderão se estender até o início do verão. Este impacto hidrológico pode ser explicado pelo favorecimento do estresse hídrico do solo, que reduz a propensão à ocorrência do escoamento superficial direto, identificada na estrutura do LASH pelo aumento do armazenamento potencial e pela redução da precipitação antecedente. Para os dois períodos seguintes, a projeção de aumento das chuvas, principalmente no auge do período chuvoso, indica que poderá haver forte incremento do escoamento superficial direto nas quatro bacias no decorrer do século XXI, com consequências importantes para o regime de cheias na região. Para o último período avaliado, a ampliação desse componente do escoamento poderá chegar a 101,77 mm ano⁻¹ (67,50%), 87,71 mm ano⁻¹ (39,08%), 107,45 mm ano⁻¹ (38,87%) e 129,02 mm ano⁻¹ (31,27%), nos rios Aiuruoca, Grande, Sapucaí e Verde, respectivamente.

Boyer et al. (2010) utilizaram o modelo hidrológico HSAMI para avaliar os impactos hidrológicos dos cenários climáticos SRES A2 e B2 projetados por três MCG (HadCM3, CSIRO-Mk2 e ECHAM4) sobre alguns tributários do rio St. Lawrence, em Quebec, Canadá. A projeção de aumento da temperatura poderá propiciar mudança gradual do regime de neve para chuva, causando o aumento do escoamento superficial direto e redução da neve armazenada no inverno, direcionando para a redução do escoamento na primavera, quando ocorre o degelo. De acordo com os autores, o favorecimento do escoamento durante o inverno pode surtir efeitos sobre os processos geomorfológicos, devido ao aceleração do ciclo hidrossedimentológico. Ainda nesse contexto, Hughes, Kingston e Todd (2011) avaliaram os impactos de mudanças climáticas na bacia hidrográfica do rio Okavango, localizada no sul da África, pelo modelo hidrológico Pitman. A simulação dos impactos hidrológicos devido ao aumento da temperatura média global de 1°C a 6°C pelo MCG HadCM3 sobre o escoamento superficial direto revelou que poderá haver a perda quase total dos

picos de escoamento na estação chuvosa, para aquecimento igual ou superior a 4°C.

A simulação dos impactos nos recursos hídricos superficiais devido ao cenário climático SRES A1B, projetado pelo modelo climático de alta resolução Eta-CPTEC/HadCM3, identificou que poderão ocorrer modificações importantes no escoamento da região de cabeceira do rio Grande. As projeções de intensificação do período de vazante indicaram que poderão ocorrer problemas de ordem quantitativa e qualitativa no escoamento das bacias da região, com consequências negativas para a biota aquática, a produção de energia elétrica e para os diversos segmentos da sociedade que dependem, atualmente, dos recursos hídricos superficiais, na região sul de Minas Gerais. O aumento das vazões máximas e do escoamento superficial direto, particularmente no final do século XXI, mostrou que as áreas agrícolas poderão enfrentar rigorosos problemas relacionados com a erosão hídrica. Do mesmo modo, o agravamento das cheias, com possível aumento da frequência de inundação das zonas ribeirinhas, indica aumento do risco de habitação dessas áreas e dos prejuízos inerentes a tais eventos. Entretanto, torna-se evidente a necessidade de enfatizar as incertezas associadas com a simulação.

As projeções sobre o clima futuro dependem de complexos fatores, relacionados ao crescimento populacional, aos desenvolvimentos tecnológico, econômico e social e às diferenças regionais, entre outros. Neste aspecto, a família de cenários SRES tem como objetivo cobrir a faixa de variação possível destes fatores, que são os principais determinantes da evolução da concentração atmosférica de gases de efeito estufa durante o século XXI (IPCC, 2001). Dessa maneira, os resultados obtidos para o cenário climático A1B, embora representem uma situação intermediária dentre os cenários SRES, conforme exposto por Chenoweth et al. (2011), Marengo (2007) e Nakicenovic et al. (2000), não abrangem a faixa de variação atualmente tida como plausível diante

diferentes conjecturas. Outra fonte de incertezas relaciona-se com a estrutura dos modelos climáticos de circulação global, modelos de *downscaling* regional e modelos hidrológicos chuva-vazão.

Nóbrega et al. (2011) aplicaram o modelo hidrológico MGB-IPH para simular os impactos hidrológicos do cenário SRES A1B projetado por seis MCG na bacia hidrográfica do rio Grande, com o objetivo de avaliar as incertezas da estrutura dos MCG sobre a modelagem. Os resultados evidenciaram que os MCGs representam uma consistente fonte de incertezas, tendo em vista a grande variabilidade do escoamento simulado, em comparação ao período tido como referência, que foi de -14%, -2%, +13%, +9%, -28% e -10%, para os MCGs CCCMA, CSIRO, ECHAM5, HadCM3, IPSL e HadGEM1, respectivamente. Hughes, Kingston e Todd (2011) avaliaram as incertezas na disponibilidade hídrica da bacia hidrográfica do rio Okavango, no sul da África, decorrentes de mudanças climáticas. A aplicação de sete MCG para simulação de um cenário de aquecimento global prescrito de 2°C indicaram que poderão ocorrer mudanças substanciais no escoamento, com diferenças marcantes no sinal e na magnitude das mudanças projetadas pelos sete MCGs. Ainda de acordo com Hughes, Kingston e Todd (2011), as incertezas associadas com a parametrização do modelo hidrológico em vista de sua calibração são reduzidas, verificando-se, claramente, que a maior parte das incertezas estão relacionadas com as projeções climáticas. Entretanto, apesar das incertezas relacionadas com as projeções climáticas, este tipo de pesquisa representa uma importante fonte de informação para a gestão de recursos hídricos. Destacam-se, principalmente, o delineamento e o entendimento dos possíveis efeitos das mudanças climáticas sobre a disponibilidade hídrica, a relação solo-água-planta e o ciclo de cheias e inundações, entre outros, permitindo a elaboração de estratégias de mitigação em diferentes escalas (BAUWENS; SOHIER; DEGRÉ, 2011). Nesse sentido, com o objetivo de aprimorar o nível de conhecimento a respeito das mudanças

climáticas na região de cabeceira da bacia do rio Grande, deverão ser desenvolvidas pesquisas buscando quantificar as incertezas associadas com os cenários SRES, modelos hidrológicos, modelos climáticos de circulação global e de *downscaling*.

4 CONCLUSÕES

O modelo hidrológico LASH forçado pelo modelo climático Eta-CPTEC/HadCM3 foi capaz de reproduzir o escoamento do clima presente (1961 a 1990) razoavelmente bem, com destaque para a performance na estimativa dos valores mínimos e máximos extraídos da curva de frequência de excedência de vazões.

As projeções do modelo Eta-CPTEC/HadCM3 para o cenário climático SRES A1B na região sul de Minas Gerais evidenciaram que poderão ocorrer importantes modificações climáticas durante o século XXI, afetando adversamente o escoamento nas bacias hidrográficas de cabeceira do rio Grande. As análises intra-anuais mostraram que os impactos hidrológicos simulados pelo modelo LASH podem ser satisfatoriamente explicados pela variação sazonal do regime de chuvas e de evapotranspiração projetados para o século XXI pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadCM3. Entre 2011 e 2040, os resultados mostraram que poderá ocorrer redução do escoamento anual nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV. Todavia, a partir de 2041 e se estendendo até o final do século, as projeções indicaram que poderá ocorrer forte incremento do escoamento médio anual.

A estimativa de intensificação da vazante na região indica que poderão ocorrer problemas de ordem quantitativa e qualitativa no escoamento das bacias da região, com consequências negativas para a biota aquática, a produção de energia elétrica e para os diversos segmentos da sociedade que dependem, atualmente, dos recursos hídricos superficiais na região sul de Minas Gerais. O aumento das vazões máximas e do escoamento superficial direto, particularmente no final do século XXI, mostrou que as áreas agrícolas poderão enfrentar rigorosos problemas relacionados com a erosão hídrica. Do mesmo modo, o agravamento das cheias, com possível aumento da frequência de

inundação das zonas ribeirinhas, indica aumento do risco de habitação destas áreas e dos prejuízos inerentes a tais eventos.

Levando-se em consideração as incertezas que concernem os cenários climáticos futuros sugere-se, para estudos posteriores, o desenvolvimento de simulações hidrológicas abrangendo uma maior gama de cenários climáticos, com o objetivo de prognosticar a abrangência das modificações do escoamento frente a distintas tendências plausíveis. No mesmo sentido, sugere-se a utilização de diferentes modelos climáticos de circulação global, de *downscaling* e hidrológicos, para avaliação da convergência dos resultados e, dessa maneira, buscando-se uma medida das incertezas inerentes à simulação climática na região de cabeceira da bacia do rio Grande.

REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA. **Atlas brasileiro de energia elétrica**. 2. ed. Brasília, 2005. 153 p.
- AMBRIZZI, T. et al. **Cenários regionalizados de clima no Brasil para o século XXI**: projeções de clima usando três modelos regionais. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2007. 108 p.
- BAUWENS, A.; SOHIER, C.; DEGRÉ, A. Hydrological response to climate change in the Lesse and the Vesdre catchments: contribution of a physically based model (Wallonia, Belgium). **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 15, n. 6, p. 1745-1756, 2011.
- BESKOW, S. **LASH model**: a hydrological simulation toll in gis framework. 2009. 118 f. Thesis (Doctor in Engineering Agricultural) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2009.
- BESKOW, S. et al. Performance of a distributed semi-conceptual hydrological model under tropical watershed conditions. **Catena**, Amsterdam, v. 86, n. 3, p. 160-171, Sept. 2011.
- BESKOW, S.; MELLO, C. R.; NORTON, L. D. Development, sensitivity and uncertainty analysis of LASH model. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 68, n. 3, p. 265-393, 2011.
- BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta Model: description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, Boston, v. 9, n. 2, p. 256-278, June 1994.
- BOYER, C. et al. Impact of climate change on thw hydrology of St. Lawrence tributaries. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 384, n. 1, p. 65-83, Jan. 2010.
- CHEN, F.; JANJIC, Z. I.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface-layer parameterization in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta Model. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 85, n. 3, p. 391-421, 1997.
- CHENOWETH, J. et al. Impact of climate change on water resources of the eastern Mediterranean and Middle East region: modeled 21st century changes and implications. **Water Resources Research**, Washington, v. 47, n. 1, p. 1-18, Jan. 2011.

CHOU, S. C. et al. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. **Climate Dynamics**, Berlin, 2011. In press.

CHRISTENSEN, J. H. et al. Regional climate projections. In: SOLOMON, S. et al. (Ed.). **Climate change 2007: the physical science basis**. New York: Cambridge University, 2007. p. 847-940.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 194 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COLLISCHONN, W. et al. Forecasting River Uruguay flow using rainfall forecasts from a regional weather-prediction model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 305, n. 1, p. 87-98, Feb. 2005.

COTTON, R.; PIELKE, R. A. **Human impacts on weather and climate**. Cambridge: Cambridge University, 1995. 288 p.

COX, P. et al. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 15, n. 3, p. 183-203, Mar. 1999.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS 9: getting started with ArcGIS**. Redlands, 2004. 265 p.

FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Science**, Dordrecht, v. 32, p. 1475-1488, 1975.

GARREAUD, R.; FALVEY, M. The coastal winds off western subtropical South America in future climate scenarios. **International Journal of Climatology**, Chichester, v. 29, n. 5, p. 543-554, 2008.

GEDNEY, N. et al. Characterizing land surface schemes to understand their responses to climate change. **Journal of Climate**, Boston, v. 13, n. 17, p. 3066-3079, 2000.

GOOD, P. et al. An objective tropical Atlantic sea surface temperature gradient index for studies of South Amazon dry-season climate variability and change. **Philosophical Transactions of the Royal Society Series B**, London, v. 363, n. 1498, p. 1761-1766, May 2008.

GORDON, C. et al. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 16, n. 2/3, p. 147-168, June 2000.

HUGHES, D. A.; KINGSTON, D. G.; TODD, M. C. Uncertainty in water resources availability in the Okavango River basin as a result of climate change. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 15, n. 4, p. 931-941, 2011.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Emissions scenarios for the IPCC: an update**. Cambridge: Cambridge University, 2007.

Disponível em:

<http://www.ipcc.ch/ipccreports/1992%20IPCC%20Supplement/IPCC_Suppl_Report_1992_wg_I/ipcc_wg_I_1992_suppl_report_section_a3.pdf>. Acesso em: 26 jul. 2010.

_____. **Summary for policymakers, in climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge: Cambridge University, 2001. Disponível em:

<<http://www.ipcc.ch/pub/reports.htm>>. Acesso em: 26 jul. 2010.

JANJIC, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 122, n. 5, p. 927-945, May 1994.

JOHNS, T. C. et al. Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the HadCM3 model under updated emissions scenarios. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 20, n. 6, p. 583-612, Dec. 2003.

KENDALL, M. G. **Rank correlation methods**. London: Griffin, 1975. 160 p.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Science**, Dordrecht, v. 31, p. 118-133, 1974.

LEGESSE, D.; VALLET-COULOMB, C.; GASSE, F. Hydrological response of a 11 catchments to climate and land use changes in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 275, n. 1, p. 67-85, Mar. 2003.

LI, W.; FU, R.; DICKINSON, R. E. Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 111, n. 2, p. 1-14, 2006.

MANN, H. B. Nonparametric tests against trend. **Econometrica**, Chicago, v. 13, p. 245-259, 1945.

MARENGO, J. A. Mudanças climáticas globais e regionais: avaliação do clima atual do Brasil e projeções de cenários climáticos do futuro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 16, n. 1, p. 1-18, 2001.

_____. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade:** caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. 2. ed. Brasília: MMA, 2007. 212 p. (Série Biodiversidade, 26).

MARENGO, J. A. et al. Development of regional future climate change scenarios in South América using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 37, 2011. Disponível em: <<http://paperfeed.org/node/856217>>. Acesso em: 10 ago. 2011.

_____. Future change of climate in South America in the late XXI century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 35, n. 6, p. 1073-1097, 2009a.

_____. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **International Journal of Climatology**, Chichester, v. 29, n. 15, p. 2241-2255, Dec. 2009b.

MELLO, C. R. et al. Development and application of a simple hydrologic model simulation for a Brazilian headwater basin. **Catena**, Amsterdam, v. 75, n. 3, p. 235-247, Nov. 2008.

_____. Spatial distribution of top soil water content in an experimental catchment of Southeast Brazil. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v. 68, n. 3, p. 285-294, May/June 2011.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Review of Geophysics**, Michigan, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**, Rome, v. 44, p. 195-202, 1984.

MESINGER, F. et al. The step-mountain coordinate: model description description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 116, n. 7, p. 1493-1518, July 1988.

MILLY, P. C. D. et al. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. **Nature**, London, v. 438, n. 4312, p. 347-350, Nov. 2005.

MISHRA, S. K. et al. A modified SCS-CN method: characterization and testing. **Water Resources Management**, Washington, v. 17, n. 1, p. 37-68, Feb. 2003.

MURPHY, J. M. et al. Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. **Nature**, London, v. 430, n. 7001, p. 768-772, Aug. 2004.

NAKICENOVIC, N. et al. **Special report on emissions scenarios**. Cambridge: Cambridge University, 2000. 599 p.

NÓBREGA, M. T. et al. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 15, p. 585-595, 2011. Special issue.

NOTTER, B. et al. Impacts of environmental change on water resources in the Mt. Kenya Region. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 343, n. 3/4, p. 266-278, Sept. 2007.

NUNEZ, M. N.; SOLMAN, S. A.; CABRE, M. F. Regional climate change experiments over southern South America: II., climate change scenarios in the late twenty-first century. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 32, n. 7/8, p. 1081-1095, 2008.

POPE, V. D. et al. The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 16, n. 1/2, p. 123-146, 2000.

RAHMAN, M.; BOLISETTI, T.; BALACHANDAR, R. Effect of climate change on low-flow conditions in the Ruscom River Watershed, Ontário. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 53, n. 5, p. 1521-1532, Sept. 2010.

SILVA JÚNIOR, O. et al. Extrapolação espacial na regionalização de vazão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 8, n. 1, p. 21-37, 2003.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. 2. ed. Porto Alegre: UFRGS, 2005. 678 p.

_____. Processos hidrológicos e os seus impactos do uso do solo. In: TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. P. F. (Ed.). **Clima e recursos hídricos no Brasil**. Brasília: ABRH, 2003. p. 31-65.

VIOLA, M. R. **Simulação hidrológica na região Alto Rio Grande a montante do Reservatório de Camargos/CEMIG**. 2008. 120 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Água e Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

ZHANG, H. G. et al. Potential effects of climate change on runoff in the Yellow River Basin of China. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 3, p. 911-918, June 2007.

ANEXOS

Tabela 1A Precipitação média mensal e desvio padrão para o clima atual (1961 a 1990) e para o cenário climático SRES A1B no século XXI, detalhado entre os períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2098, nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV

Mês	1961 a 1990		2011 a 2040		2041 a 2070		2071 a 2098	
	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.
Aiuruoca								
Jan	168,6	67,1	201,9	82,3	272,4	119,4	237,9	90,4
Fev	168,9	69,7	171,8	60,7	174,4	52,5	195,8	77,1
Mar	116,3	47,3	116,4	36,5	127,7	60,7	129,2	50,7
Abr	61,4	35,6	59,8	31,9	80,3	38,7	94,2	44,6
Mai	42,6	35,5	45,0	28,8	44,6	29,6	49,1	25,9
Jun	28,2	21,4	44,6	38,6	33,6	36,3	36,5	29,8
Jul	25,5	21,1	24,2	24,5	38,5	40,4	30,5	41,3
Ago	36,5	40,1	48,9	40,4	50,8	63,4	27,8	30,1
Set	98,5	65,9	64,6	39,2	61,2	40,2	53,0	41,1
Out	195,0	65,1	185,1	77,7	162,2	90,1	161,2	83,1
Nov	232,2	66,6	215,2	64,0	257,4	73,1	305,8	106,6
Dez	217,9	61,2	253,1	75,5	265,2	90,1	293,1	113,6
Média	116,0	49,7	119,2	50,0	130,7	61,2	134,5	61,2

Tabela 1A, continua

Mês	1961 a 1990		2011 a 2040		2041 a 2070		2071 a 2098	
	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.
Grande								
Jan	213,8	88,9	252,7	108,9	307,6	122,2	273,7	100,5
Fev	205,7	88,7	210,7	69,4	204,2	69,1	231,3	83,6
Mar	146,6	57,3	141,4	45,2	148,7	70,7	156,2	61,0
Abr	70,4	40,3	71,1	37,9	86,8	41,4	99,9	45,1
Mai	45,6	38,7	45,9	29,0	43,8	27,1	49,9	29,1
Jun	28,4	21,7	44,3	38,7	33,0	33,7	35,4	28,1
Jul	25,6	21,8	23,8	24,1	38,3	39,8	30,3	40,7
Ago	36,6	37,1	48,5	40,3	50,1	61,7	27,7	29,5
Set	99,4	63,0	65,3	40,4	64,2	41,9	54,4	39,6
Out	198,8	67,9	186,4	74,9	164,6	88,4	162,4	81,1
Nov	262,1	75,6	236,5	73,0	268,7	74,0	320,2	107,5
Dez	258,5	65,0	296,2	81,1	299,3	105,3	325,4	119,3
Média	132,6	55,5	135,2	55,2	142,4	64,6	147,2	63,8

Tabela 1A, continua

Mês	1961 a 1990		2011 a 2040		2041 a 2070		2071 a 2098	
	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.
Sapucaí								
Jan	184,6	65,4	208,1	69,1	294,9	110,6	259,6	85,2
Fev	182,0	58,0	185,7	58,4	193,2	67,9	223,1	79,8
Mar	121,8	57,0	138,2	46,6	140,6	75,2	149,2	51,9
Abr	71,7	40,7	74,8	36,3	99,6	48,7	112,9	63,9
Mai	55,5	46,5	61,5	43,0	68,7	52,5	68,5	44,6
Jun	35,9	26,7	59,0	50,1	52,2	50,4	60,5	56,9
Jul	34,7	29,3	35,3	33,3	48,9	52,9	42,2	52,5
Ago	52,9	62,1	53,8	46,0	57,3	62,5	33,9	34,9
Set	110,4	81,5	80,2	49,4	71,8	47,0	68,5	57,6
Out	204,7	67,3	209,0	91,2	184,3	89,3	184,3	89,9
Nov	246,5	63,8	235,7	69,8	278,1	67,6	309,5	97,6
Dez	233,1	66,8	258,4	73,9	289,5	84,4	306,3	96,8
Média	127,8	55,4	133,3	55,6	148,3	67,4	151,5	67,7

Tabela 1A, conclusão

Mês	1961 a 1990		2011 a 2040		2041 a 2070		2071 a 2098	
	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.
Verde								
Jan	248,2	90,7	284,0	113,8	394,8	163,0	344,4	123,0
Fev	250,6	98,1	250,8	87,8	251,8	71,2	279,9	99,0
Mar	165,2	75,6	173,0	56,0	183,1	93,9	187,2	65,2
Abr	86,7	51,6	85,8	45,1	111,9	53,7	131,2	64,3
Mai	63,1	55,7	65,2	45,9	64,5	48,6	71,3	39,9
Jun	40,1	32,1	61,8	55,3	46,6	46,5	55,5	50,6
Jul	33,6	30,2	32,7	31,8	49,8	52,6	42,2	55,6
Ago	50,2	61,0	57,1	48,0	61,3	69,7	32,4	35,6
Set	120,0	81,7	81,8	49,1	73,1	47,0	65,3	47,8
Out	238,4	77,3	227,9	94,8	200,7	104,2	195,7	98,1
Nov	301,5	83,2	275,4	81,1	316,8	89,7	361,8	117,4
Dez	305,2	79,9	343,0	94,8	350,6	110,7	374,9	134,1
Média	158,6	68,1	161,5	67,0	175,4	79,2	178,5	77,5

Tabela 1B Evapotranspiração média mensal e desvio padrão para o clima atual (1961 a 1990) e para o cenário climático SRES A1B no século XXI, detalhado entre os períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2098, nas bacias hidrográficas BRA, BRG-MD, BRS e BRV

Mês	1961 a 1990		2011 a 2040		2041 a 2070		2071 a 2098	
	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.
Aiuuruoca								
Jan	119,8	12,6	122,6	14,8	123,1	15,9	131,9	14,3
Fev	101,9	8,6	106,7	10,2	110,1	10,1	113,9	9,0
Mar	102,2	6,2	109,7	8,5	111,1	12,1	113,1	10,1
Abr	83,4	5,5	87,2	5,5	88,6	9,4	90,7	7,1
Mai	64,0	6,2	66,6	5,0	73,2	6,0	71,8	6,1
Jun	49,2	4,6	51,8	5,8	56,4	8,4	57,4	4,2
Jul	57,6	5,0	61,7	5,7	66,4	8,2	64,7	4,0
Ago	78,0	8,2	83,7	13,4	88,2	7,0	92,0	8,1
Set	103,3	8,2	111,5	11,7	118,5	11,8	124,3	9,2
Out	119,3	12,0	132,5	16,3	138,2	19,3	149,2	20,5
Nov	110,3	11,1	127,8	15,4	131,0	15,5	133,4	16,1
Dez	116,9	14,5	121,6	10,7	129,0	14,1	130,8	14,8
Média	92,2	8,6	98,6	10,2	102,8	11,5	106,1	10,3

Tabela 1B, continua

Mês	1961 a 1990		2011 a 2040		2041 a 2070		2071 a 2098	
	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.
Grande								
Jan	119,6	13,5	122,4	16,4	124,2	16,6	132,1	15,6
Fev	102,4	9,3	107,2	11,2	111,3	11,2	113,7	9,8
Mar	103,4	6,6	111,3	9,1	112,8	12,7	113,6	11,0
Abr	85,5	5,5	89,8	6,4	91,1	10,1	93,3	7,7
Mai	67,3	6,6	70,3	4,9	77,2	5,5	75,8	5,9
Jun	53,1	4,1	55,5	5,0	60,7	7,2	60,4	4,2
Jul	61,2	4,0	65,7	5,3	70,7	6,9	69,2	3,4
Ago	82,8	8,1	88,8	12,1	93,2	7,4	97,1	7,9
Set	107,3	9,2	116,8	13,3	123,5	12,4	130,5	10,2
Out	121,5	12,7	135,7	17,1	142,5	21,1	153,1	21,6
Nov	111,1	11,8	129,9	17,0	133,4	16,6	135,7	17,3
Dez	117,3	14,7	121,8	11,3	130,3	16,1	131,4	16,0
Média	94,4	8,9	101,3	10,8	105,9	12,0	108,8	10,9

Tabela 1B, continua

Mês	1961 a 1990		2011 a 2040		2041 a 2070		2071 a 2098	
	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.
Sapucaí								
Jan	125,7	12,9	129,7	14,1	125,5	15,9	136,8	14,5
Fev	105,8	7,3	111,3	11,1	114,1	10,0	116,5	10,2
Mar	107,0	7,8	113,5	8,9	115,8	11,5	118,4	9,8
Abr	88,2	7,8	91,5	6,0	93,0	7,8	94,2	7,5
Mai	67,3	7,5	70,1	5,6	76,5	6,0	74,7	5,5
Jun	52,2	5,2	56,0	7,1	62,2	7,2	61,2	4,4
Jul	61,9	5,0	66,7	6,6	73,2	10,2	70,8	5,1
Ago	85,6	9,5	91,8	16,4	98,2	9,2	104,2	10,2
Set	111,8	9,6	122,6	14,9	132,1	15,6	138,8	14,0
Out	125,6	11,8	141,7	19,5	148,8	22,1	160,7	24,3
Nov	120,6	10,1	137,3	15,0	138,5	16,1	140,9	15,6
Dez	124,2	14,1	131,0	12,5	134,4	13,1	138,3	13,5
Média	98,0	9,0	105,2	11,5	109,4	12,1	113,0	11,2

Tabela 1B, conclusão

Mês	1961 a 1990		2011 a 2040		2041 a 2070		2071 a 2098	
	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.
Verde								
Jan	125,0	13,0	128,4	15,9	125,6	17,8	135,8	15,4
Fev	105,5	7,6	111,1	11,3	115,0	10,4	117,4	10,6
Mar	108,0	7,4	115,4	8,3	117,5	12,7	119,9	10,5
Abr	90,6	7,3	94,3	6,1	95,6	8,7	96,9	7,3
Mai	70,2	7,0	72,1	5,1	79,1	5,6	76,7	5,7
Jun	53,8	5,4	57,5	7,2	62,9	6,8	62,8	5,4
Jul	63,1	5,4	69,1	8,6	75,8	8,6	72,8	6,5
Ago	88,2	10,8	94,8	14,1	102,1	11,0	108,4	11,0
Set	115,5	11,3	126,1	15,3	135,9	15,8	144,6	13,6
Out	129,4	13,4	145,9	20,4	153,5	24,0	166,8	25,7
Nov	119,9	11,4	138,7	16,4	141,2	17,5	143,1	17,8
Dez	122,4	14,3	129,1	12,3	134,8	15,1	137,2	14,9
Média	99,3	9,5	106,9	11,8	111,6	12,8	115,2	12,0

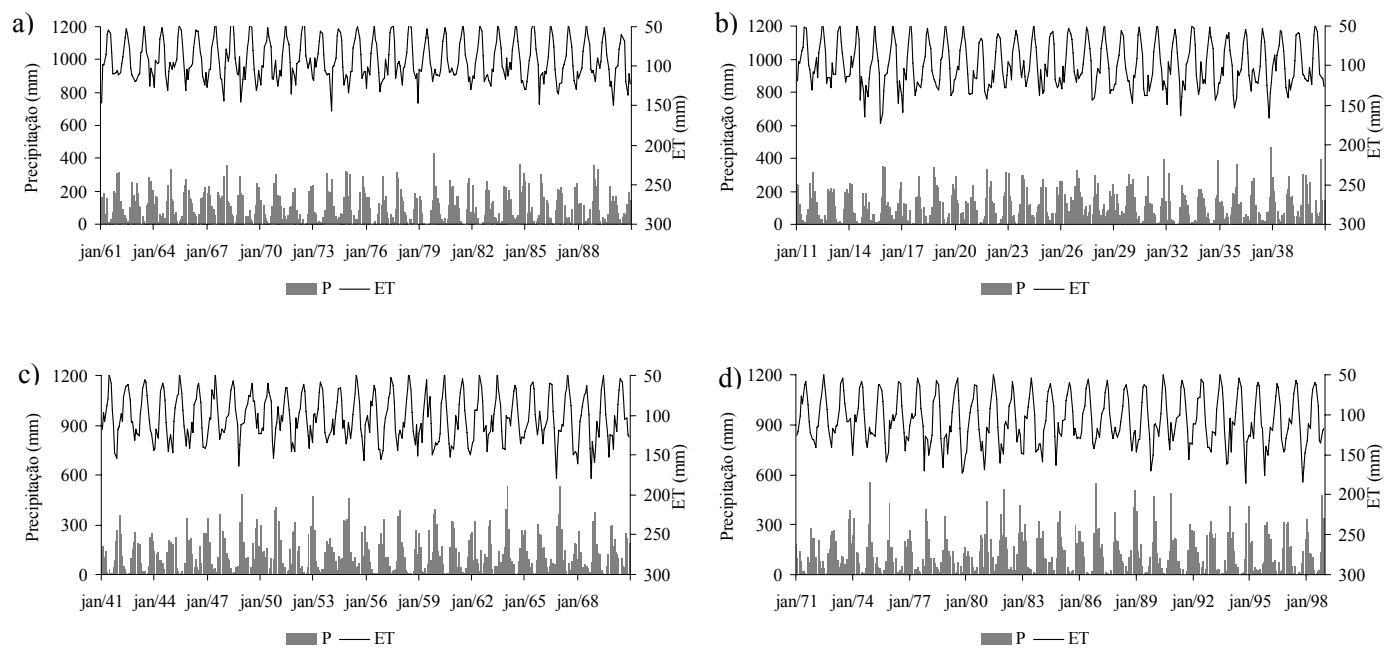


Gráfico 1C Totais mensais de precipitação (P) e evapotranspiração (ET) para o clima atual (a) e para o cenário climático SRES A1B no século XXI, subdividido nos períodos de 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d) para a bacia hidrográfica BRA

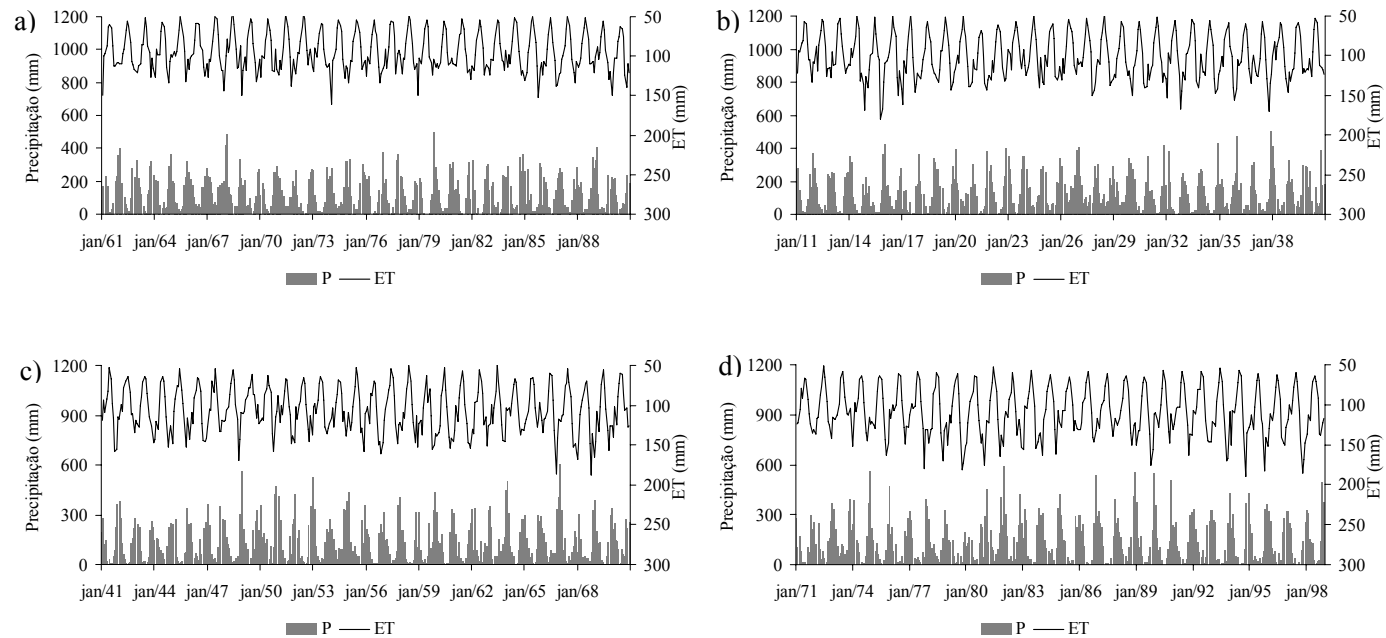


Gráfico 2C Totais mensais de precipitação (P) e evapotranspiração (ET) para o clima atual (a) e para o cenário climático SRES A1B no século XXI, subdividido nos períodos de 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d) para a bacia hidrográfica BRG-MD

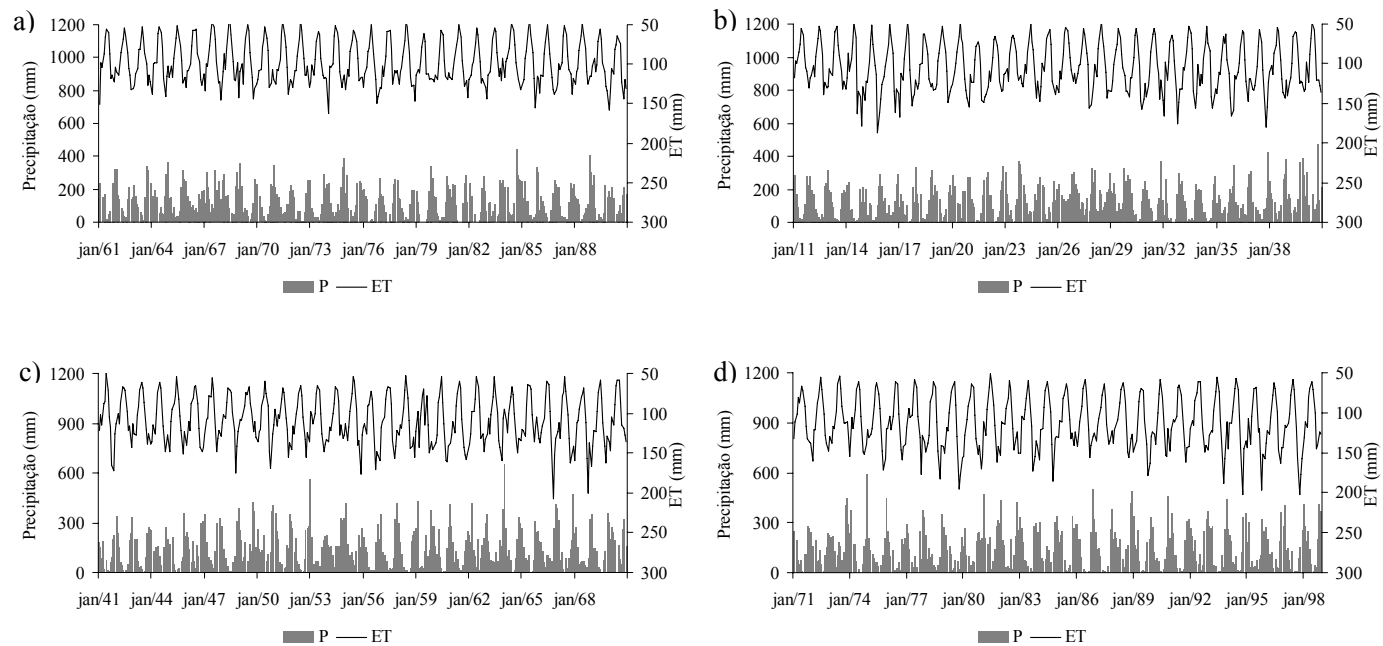


Gráfico 3C Totais mensais de precipitação (P) e evapotranspiração (ET) para o clima atual (a) e para o cenário climático SRES A1B no século XXI, subdividido nos períodos de 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d), para a bacia hidrográfica BRS

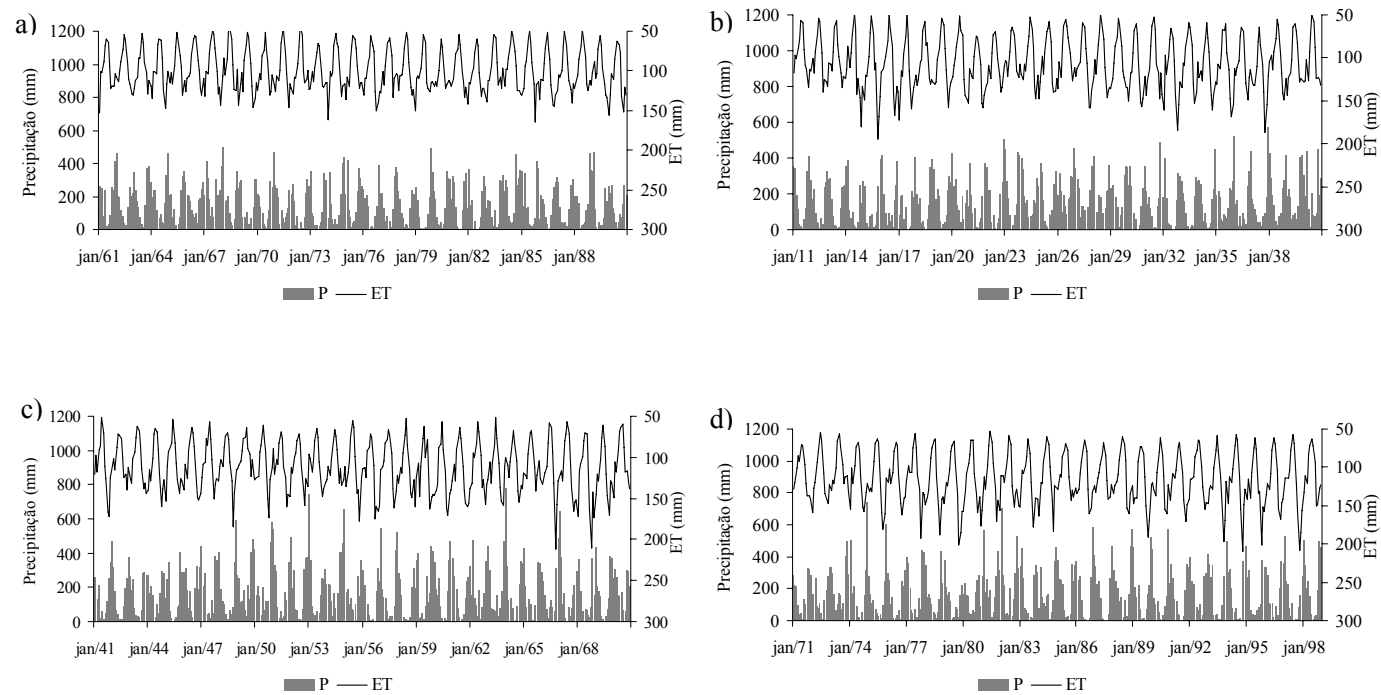


Gráfico 4C Totais mensais de precipitação (P) e evapotranspiração (ET) para o clima atual (a) e para o cenário climático SRES A1B no século XXI, subdividido nos períodos de 2011 a 2040 (b), 2041 a 2070 (c) e 2071 a 2098 (d), para a bacia hidrográfica BRV