

NÍVIA CARLA RODRIGUES

**MODELAGEM DA DISPONIBILIDADE HÍDRICA NATURAL NA BACIA DO RIO
PARACATU EM CENÁRIO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL
2013

**Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e
Classificação da Biblioteca Central da UFV**

T

R696m
2013

Rodrigues, Nívia Carla, 1986-
Modelagem da disponibilidade hídrica natural na bacia do rio
Paracatu em cenário de mudanças climáticas / Nívia Carla
Rodrigues. – Viçosa, MG, 2013.
xii, 61f. : il. (algumas color.) ; 29cm.

Inclui apêndices.

Orientador: Fernando Falco Pruski.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f. 49-58.

1. Recursos hídricos. 2. Mudanças climáticas - Aspectos ambientais. 3. Paracatu, Rio, Bacia (MG). I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Engenharia Agrícola. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola.
II. Título.

CDD 22. ed. 551.48

NÍVIA CARLA RODRIGUES

**MODELAGEM DA DISPONIBILIDADE HÍDRICA NATURAL NA BACIA DO
RIO PARACATU EM CENÁRIO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

Dissertação apresentada à
Universidade Federal de Viçosa,
como parte das exigências do
Programa de Pós-Graduação em
Meteorologia Agrícola, para
obtenção do título de *Magister
Scientiae*.

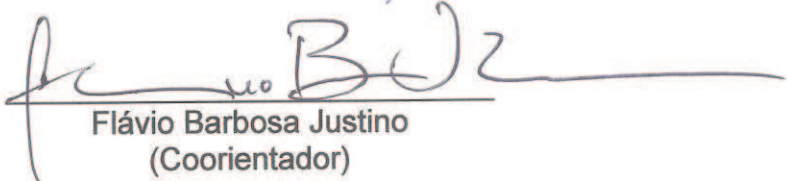
APROVADA: 04 de março de 2013



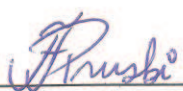
Silvio Bueno Pereira



Roberto Avelino Cecílio



Flávio Barbosa Justino
(Coorientador)



Fernando Falco Pruski
(Orientador)

À minha mãe, que soube interpretar cada olhar meu, e me amparar com seu amor e orações, dedico.

Senhor, Tu me olhaste nos olhos,
a sorrir, pronunciaste meu nome.
Lá na praia, eu larguei o meu barco,
junto a Ti, buscarei outro mar...

A barca – Padre Zezinho

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me iluminar em mais esta etapa da vida, e Maria, mãezinha querida, por me dar o exemplo de mulher.

A José e Maria, meus pais, pelo amor, exemplo, e orações sempre constantes.

Aos meus irmãos Fernanda e Diego, pelo amor, convivência e paciência nos momentos difíceis.

Ao Evandro, presente de Deus, pelo amor e compreensão.

À Vó Geni, Vô Zeca e minha sogra, Dona Lia, pelas orações.

Ao Professor Fernando Falco Pruski, pela orientação, ensinamentos, pela compreensão e amizade. Meu exemplo de profissional.

Ao Eloy Lemos de Mello, pelos ensinamentos, compreensão, amizade, e por me adotar como “filhinha”.

Aos professores Flávio e Cecon, pelo auxílio na elaboração deste trabalho.

Ao Lincoln Muniz Alves (CPTEC/INPE) e Adan Juliano de Paula Silva (CPTEC/INPE), pela disponibilização dos dados e ajuda sempre solícita.

À Lorena e Camila, mais que estagiárias, amigas.

À Morgana, minha querida “Personal Meteorologista”, pela amizade e ajuda.

À Isabel, Fernandinha, Lucilene, Karine, Adriana, Viviane, Aline, João Paulo, Luiz Felipe, Dudu, e Luan “Poeta”, meus amigos da vida inteira, pela amizade.

Ao Douglas, Alex, Patrícia, Eduardo, Clark, Toninho, Danilo e João Paulo, pela ajuda no trabalho.

À Madoninha, pelos momentos de descontração.

Aos amigos do Grupo de Pesquisa em Recursos Hídricos (GPRH), pelo convívio, pela amizade e por todos os momentos vividos.

Aos funcionários do Departamento de Engenharia Agrícola, pelo afeto e pelo suporte.

À Universidade Federal de Viçosa (UFV), pela oportunidade de realização do Curso.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG),
pelo apoio financeiro.

À todos aqueles que contribuíram, de alguma forma, o meu sincero
agradecimento.

BIOGRAFIA

NÍVIA CARLA RODRIGUES, filha de José Lourival Rodrigues e Maria da Conceição Ap. F. Rodrigues, nasceu em Viçosa/ MG em 26 de maio de 1986.

Em janeiro de 2010, concluiu o curso de graduação em Agronomia pela Universidade Federal de Viçosa - UFV.

Em março de 2011 iniciou o curso de Mestrado em Meteorologia Agrícola na área de Hidroclimatologia, na Universidade Federal de Viçosa - UFV, submetendo-se à defesa de dissertação em março de 2013.

ÍNDICE

RESUMO	ix
ABSTRACT	xi
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1. Panorama geral sobre situação da água	3
2.2. Disponibilidade hídrica natural	4
2.3. Processo de formação das vazões	5
2.4. Mudanças climáticas e seus impactos na disponibilidade hídrica	8
2.5. Sub-bacia do Paracatu	10
3. MATERIAL E MÉTODOS	12
3.1. Sub-bacia hidrográfica de estudo e dados utilizados	12
3.2. Desenvolvimento, a partir de dados hidroclimáticos, de modelo que permita estimar as vazões mínimas no Paracatu	17
3.2.1. Determinação do coeficiente de recessão (α)	17
3.2.2. Determinação da vazão no início do período de recessão	19
3.2.3. Estimativa da $q_{7,10}$	23
3.3. Análise do comportamento do modelo de estimativa das vazões mínimas.....	24
3.4. Avaliação da tendência de variação, até o final do século XXI, da disponibilidade hídrica em nove seções da hidrografia do rio Paracatu.....	25
3.4.1. Modelo climático ETA	25
3.4.2. Estimativa das vazões mínimas para as próximas décadas	27
3.4.3. Análise estatística da tendência da disponibilidade hídrica natural nas seções hidrográficas até o final do século XXI	27
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	29
4.1. Modelo para estimar as vazões mínimas a partir de dados hidroclimáticos	29
4.1.1. Determinação do coeficiente de recessão	29
4.1.2. Estimativa da vazão correspondente ao início do período de recessão baseada em um balanço hídrico	30
4.2. Análise do comportamento do modelo na representação da $q_{7,10}$	35
4.3. Avaliação da tendência de variação, até o final do século XXI, da disponibilidade hídrica em nove seções da hidrografia do Paracatu	37
5. CONCLUSÕES	48

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49
APÊNDICES	59

RESUMO

RODRIGUES, Nívia Carla. M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, março de 2013. **Modelagem da disponibilidade hídrica natural na bacia do rio Paracatu em cenário de mudanças climáticas.** Orientador: Fernando Falco Pruski. Coorientadores: Flávio Barbosa Justino e Eloy Lemos de Mello.

O aumento da demanda pelo uso da água vem ocasionando problemas ambientais e conflitos entre os usuários, e, mediante evidências de que o clima global está mudando, quadros de escassez hídrica podem ser agravados pela diminuição da disponibilidade hídrica. Assim, para realizar o manejo adequado dos recursos hídricos é necessária a quantificação adequada da sua disponibilidade, bem como estudos preditivos de escassez, a fim de possibilitar a tomada de medidas prévias para mitigar possíveis prejuízos. Nesse contexto se insere a modelagem, que possibilita o melhor entendimento do comportamento hidrológico na bacia hidrográfica, sendo que sua utilização apresenta grande potencial para caracterizar a disponibilidade hídrica em condições de mudanças no clima. O presente estudo teve como objetivos: desenvolver modelo que permita, a partir de dados hidroclimáticos, estimar a vazão mínima de sete dias consecutivos e período de retorno de 10 anos ($Q_{7,10}$); e avaliar a tendência de variação da $Q_{7,10}$ em nove seções da bacia hidrográfica do rio Paracatu até o final do século XXI. Para a realização do estudo foram utilizados dados mensais de precipitação e temperatura, e dados diários de vazão para o período de 1980 a 2000. O modelo para estimar as vazões mínimas foi desenvolvido com base na curva de recessão do escoamento subterrâneo, que tem como parâmetros o coeficiente de recessão (α) e a vazão no início do período de recessão (Q_0). A Q_0 foi estimada em função de um balanço hídrico, que contemplou os valores mensais de precipitação (P) e evapotranspiração real (ETR), obtida pelo balanço hídrico climatológico desenvolvido por Thornthwaite e Mather. O α foi obtido pela análise dos hidrogramas anuais de escoamento subterrâneo, sendo utilizado, para cada estação, seu valor médio. Obteve-se uma equação preditiva de Q_0 e um valor de α para cada estação. Com as vazões diárias obtidas pelo modelo, obteve-se a Q_7 (média das sete menores vazões) para cada ano (1980 a 2000) e com esses valores, foi estimada a $Q_{7,10}$. Foi calculada também para cada estação fluviométrica, a $Q_{7,10}$ a partir da série histórica de vazões para o

período de 1980 a 2000. A avaliação do modelo foi realizada por intermédio do coeficiente de Willmott (d), do erro relativo percentual (ER), e dos coeficientes angular e linear da equação de regressão. Para avaliar o declínio da $Q_{7,10}$ frente às mudanças climáticas, foram simulados para o período de 2011 a 2099, dados de precipitação e temperatura mensais, pelo modelo climático regional ETA, cenário A1B do IPCC, Membro 2. Os valores de P e ETR foram utilizados no modelo proposto, obtendo assim as vazões diárias. Com estas, calculou-se, para cada estação, a Q_7 para cada ano (2011 a 2099) e a $Q_{7,10}$ para cada uma das nove décadas do período. Com os valores de $Q_{7,10}$ para cada década, foi ajustada uma regressão linear. O modelo obtido com base em dados hidroclimáticos, estima satisfatoriamente os valores das vazões mínimas de sete dias consecutivos e período de retorno de 10 anos. Estimou-se tendência de redução no balanço hídrico e na $q_{7,10}$ até o fim do século XXI, sendo que quatro das nove estações estudadas apresentaram valores nulos no limite inferior do intervalo de confiança com um nível de confiança de 99% para o parâmetro $q_{7,10}$, na década 2091-2099, fato que indica que nessas quatro seções, pelo menos uma vez a cada 10 anos, o rio provavelmente secará por sete dias consecutivos.

ABSTRACT

RODRIGUES, Nívia Carla. M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, March, 2013. **Modeling of natural water availability in the river basin Paracatu in climate change scenario.** Adviser: Fernando Falco Pruski. Co-advisers: Flávio Barbosa Justino and Eloy Lemos de Mello.

The increased demand for water use has caused environmental problems and conflicts between users. The management of water resources requires proper quantification of its availability. Concrete evidence of global climate change mandates the predictive study of water scarcity in basins along with preparatory actions to mitigate potential losses. In this context, the hydrological modeling allows a better understanding of the hydrological behavior in the basin. The use of hydrological models has great potential to characterize water availability in terms of climate change or land use. The objective of this work was development of a model, from hydroclimatic data, that estimates the minimum flow for seven consecutive days and return period of 10 years ($Q_{7,10}$) and to assess the trend of variation of $Q_{7,10}$ in nine sections of the Paracatu River until the end of the 21st century. To conduct the study, monthly data of precipitation and temperature, and daily flow data for the period 1980 to 2000 were used. The model for estimating the minimum flow was developed based on the recession curve of underground flow, which has as parameters the recession coefficient (α) and the flow corresponding to the beginning of the recession period (Q_0). The Q_0 was estimated based on water balance, which included the monthly values of precipitation (P) and real evapotranspiration (ETR), obtained by the climatic water balance developed by Thornthwaite and Mather. The α value was obtained by analysis of annual hydrographs of groundwater flow, and its average value was used for each season. A predictive equation for Q_0 and a value of α was obtained for each station. With the daily flow rates obtained by the model, Q_7 was obtained (average of seven smaller flows) for each year (1980 to 2000) and with these values $Q_{7,10}$ were estimated. Was also calculated for each station fluvimetric, the $Q_{7, 10}$ from the streamflow time series for the period 1980 to 2000. The model evaluation was performed using the coefficient Willmott (d), the relative percentage error (ER), and angular and linear coefficients of the regression equation. To assess the decline of $Q_{7,10}$ due to climate change, data of monthly precipitation and temperature were simulated for the period 2011 to 2100, using the regional climate

model ETA, A1B IPCC scenario, Member 2, in which the response to temperature change is low. The values of P and ETR were used in the model, thereby obtaining daily flow. With these, the Q_7 for each year (2011 to 2100) and season, and $Q_{7,10}$ for each of the nine decades were calculated. Using the values of $Q_{7,10}$ for each decade, a linear regression was adjusted for each fluviometric station. The model based on data hydroclimatic data, satisfactorily estimated values of minimum flows for seven consecutive days and return period of 10 years. It was estimated a tendency of reduction in water balance and $q_{7,10}$ until the end of the century, with four of the nine stations studied showed null values at the lower limit of the confidence interval with a confidence level of 99% for the parameter $q_{7,10}$, in the decade 2091-2099, which indicates that these four sections, at least once every 10 years, the river probably will dry for seven consecutive days.

1. INTRODUÇÃO

O Brasil detém a maior reserva de água doce do planeta. Entretanto, apesar dessa relativa abundância, sua distribuição geográfica e temporal é irregular, fato que, associado à alta demanda, pode gerar quadros de escassez hídrica em algumas regiões e levar a conflitos entre os usuários.

Para que tais conflitos sejam amenizados ou mesmo evitados, faz-se necessário um manejo adequado dos recursos hídricos, o que requer uma correta quantificação de sua disponibilidade, que pode ser estimada pela avaliação do regime hidrológico de uma bacia hidrográfica.

As vazões mínimas, consideradas a máxima disponibilidade natural de uma bacia, são utilizadas para a quantificação dos recursos hídricos, uma vez que quando ocorrem a quantidade de água é considerada crítica para atender todas as demandas. Para sua estimativa, muitos autores se valem da transformação de dados de precipitação em valores de vazão (COLLISCHONN; TUCCI, 2001; CHEN; ADAMS, 2006; MELLO et al., 2008; NOVAES et al., 2009a; OLIVEIRA; FIOREZE, 2011) todavia, apenas essa transformação pode não ser representativa, já que a vazão é a integração de todos os processos hidrológicos que ocorrem em uma bacia, incluindo a evapotranspiração. Dessa forma, a vazão pode ser melhor representada pela diferença entre precipitação e evapotranspiração.

Nesse contexto, a modelagem hidrológica se apresenta como uma importante ferramenta, uma vez que permite melhor entendimento do comportamento hidrológico em uma bacia. Além disso, pode auxiliar o estudo preditivo de escassez de água e a tomada de medidas prévias para mitigar possíveis prejuízos na oferta deste recurso para as gerações futuras, sobretudo mediante evidências de que o clima global está mudando.

A sub-bacia do rio Paracatu, localizada na bacia do rio São Francisco, já apresenta problemas de disponibilidade hídrica, gerando conflitos entre os usuários. Estes conflitos tiveram início na década de 70, com a expansão de áreas irrigadas, que ocorreu sem uma prévia quantificação do volume de água possível de ser usado (RAMOS; PRUSKI, 2003). Além disso, com o desenvolvimento econômico observado na bacia, espera-se que ocorra um crescimento dessa demanda, uma vez que o aumento da renda per capita pode resultar em maior pressão sobre os recursos hídricos (RODRIGUEZ et al., 2007).

Diante de evidências de mudanças climáticas, as consequências destas sobre a disponibilidade hídrica podem agravar os conflitos já existentes na sub-bacia do Paracatu. É previsto que a magnitude e a frequência de vazões máximas aumentem na maioria das regiões do planeta, e que as vazões mínimas sejam menores em muitas regiões (MELLO et al., 2008).

Neste contexto, o presente trabalho se baseia na hipótese de que o desenvolvimento de modelos de caráter preditivo, a partir de dados hidroclimáticos, pode desempenhar importante papel no que diz respeito à estimativa da disponibilidade hídrica futura. Portanto, os objetivos do trabalho foram:

- desenvolver, a partir de dados hidroclimáticos, um modelo que permita estimar as vazões mínimas na sub-bacia do rio Paracatu; e,
- avaliar a tendência de variação, até o final do século XXI, da disponibilidade hídrica em nove seções da hidrografia do rio Paracatu.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Panorama geral sobre situação da água

O Brasil está incluído entre os países de maior reserva de água doce, com cerca de 14,5% da disponibilidade hídrica superficial mundial. Apesar de apresentar uma situação aparentemente favorável, observa-se no país uma enorme desigualdade regional na distribuição dos recursos hídricos. Enquanto a bacia Amazônica, que é habitada por 4% da população, detém mais de 73% dessa água, a bacia do São Francisco, com o dobro dessa população dispõe de apenas 2% (FREITAS; SANTOS, 1999; SETTI et al., 2000).

O consumo da água aumenta em nível superior ao crescimento populacional. Entre 1900 e 1995 o consumo de água cresceu seis vezes, enquanto a população mundial não chegou a triplicar (IRC, 1997). Quanto maior o crescimento populacional, maior é a demanda pelo uso da água, sobretudo, em consequência da alta demanda por alimentos (TILMAN et al., 2002). Assim, dos setores que fazem uso da água, o agrícola é o maior consumidor. Estima-se que 72% do volume captado é destinado a esta atividade (SETTI et al., 2000; GETIRANA et al., 2007).

O aumento da demanda pelo uso da água na irrigação vem causando sérios conflitos entre os seus usuários em muitas regiões, tornando esse recurso, muitas vezes, um fator limitante para o desenvolvimento sustentável (PRUSKI et al., 2007). Neste contexto, o elevado consumo, juntamente com a baixa eficiência dos sistemas de irrigação, aumentam a preocupação acerca da expansão da agricultura irrigada, o que pode resultar em quadros de escassez hídrica (PAZ et al., 2000).

A escassez hídrica ocorre quando a disponibilidade não é suficiente para atender as demandas e para manter condições mínimas ao desenvolvimento sustentável. Também pode estar relacionada ao aspecto qualitativo, de tal forma que a qualidade impede o uso da água. Alguns indicadores caracterizam a escassez dos recursos hídricos, incluindo a relação entre o volume de água retirada e o volume de água potencialmente disponível e a quantidade de água disponível por pessoa anualmente (ARNELL, 2004).

Desse modo, a caracterização de situações de escassez depende da disponibilidade e da demanda local, ao longo do ano. As bacias hidrográficas localizadas em áreas que apresentam uma combinação de baixa disponibilidade e grande utilização dos recursos hídricos apresentam situações de escassez (ANA, 2007).

2.2. Disponibilidade hídrica natural

Considerando que demanda e escassez estão relacionadas às atividades econômicas desenvolvidas e à capacidade de suporte dos recursos naturais, o conhecimento do consumo e da disponibilidade hídrica permitem um uso mais racional desse recurso (DEMANDORO et al., 1999).

A disponibilidade hídrica varia no tempo e espaço, sendo estimada a partir da avaliação do regime hidrológico de uma bacia. A máxima disponibilidade hídrica superficial é a vazão média, sendo considerada a disponibilidade máxima potencial de uma bacia, uma vez que esta é, teoricamente, a maior vazão que pode ser regularizada. Contudo, ela não pode ser considerada como único parâmetro para representar a disponibilidade, uma vez que a descarga dos rios depende da sazonalidade e da variabilidade climática. Considerando a variabilidade dos estoques de água na natureza, ora com ocorrências em excesso, ora em regimes de escassez, a estimativa da disponibilidade hídrica deve ser feita para as condições de eventos mínimos, como forma de tentar assegurar um atendimento em grande parte do tempo e possibilitar uma margem de segurança às atividades de planejamento e gestão (NOVAES, 2005; PNRH, 2006).

Quando da consideração de condições de eventos mínimos (vazões mínimas) para a caracterização da disponibilidade hídrica, esta é conhecida como disponibilidade máxima natural, sendo a quantidade de água no rio sem nenhuma intervenção natural. As vazões mínimas de referência são caracterizadas pela sua magnitude, duração, e frequência de ocorrência (SMAKHTIN, 2001; TUCCI, 2002).

Para a representação das vazões mínimas são utilizados alguns índices obtidos da curva de permanência, tais como a $Q_{90\%}$ e a $Q_{95\%}$. Estes representam a porcentagem de tempo em que determinada vazão é igualada ou superada durante o período analisado (NOVAES et al., 2009a). Outro índice utilizado para a representação das vazões mínimas é a $Q_{7,10}$, que representa a vazão mínima com sete dias de duração e período de retorno de 10 anos, sendo este o índice empregado como critério para concessão de termos de outorga no Estado de Minas Gerais.

2.3. Processo de formação das vazões

A relação entre o regime de recarga e descarga da água subterrânea influencia diretamente na vazão dos cursos d'água. Sendo assim, a análise das vazões em uma bacia, ao longo do tempo, permite a obtenção de dados importantes para a caracterização do escoamento subterrâneo, através de seus parâmetros hidrológicos (DEWANDEL et al., 2002).

A partir da observação de um hidrograma, o processo de formação da vazão mínima pode ser entendido (Figura 1). Iniciada a precipitação e vencidas as abstrações iniciais, ocorre elevação da vazão. Cessada a precipitação e atingido um valor máximo de vazão, inicia-se a recessão do hidrograma, marcando o fim do escoamento superficial, que é a resposta direta da bacia à precipitação (TUCCI, 2004). A partir desse momento, somente o escoamento subterrâneo contribui para a vazão no curso de água, o que leva ao rebaixamento do lençol freático. Com o tempo, as vazões decrescem exponencialmente, caracterizando assim o período de recessão do escoamento subterrâneo. Este comportamento é caracterizado

como curva de recessão do escoamento subterrâneo (SMAKHTIN, 2001; TUCCI, 2004; NOVAES et al., 2009b; COLLISCHONN; TASSI, 2012).

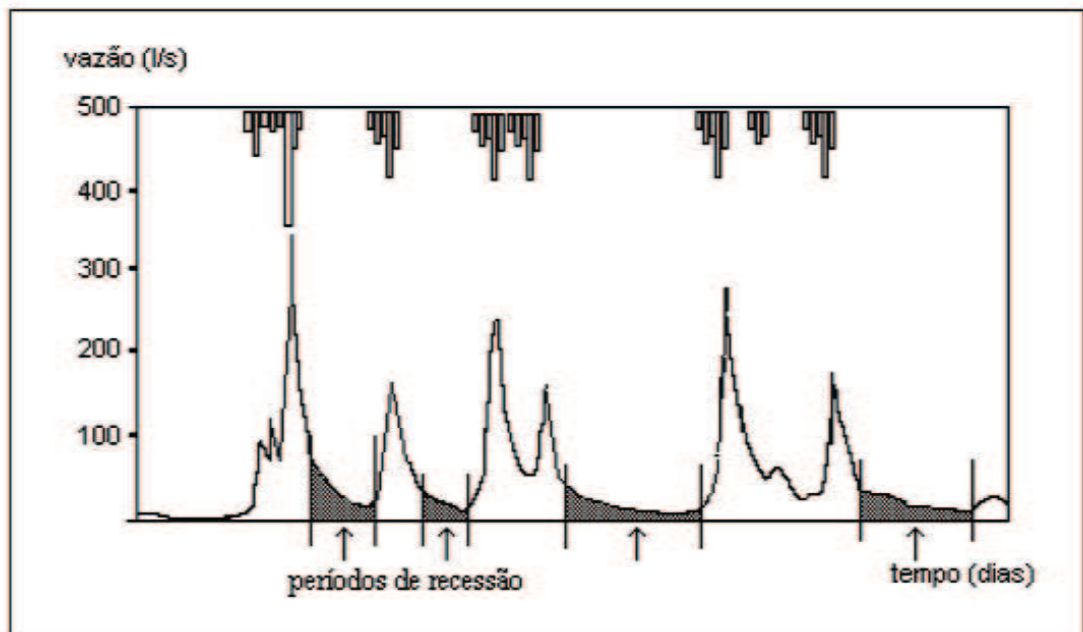


Figura 1. Hidrograma com identificação dos períodos de recessão (Fonte: SILVEIRA et al., 1998).

A análise quantitativa de tal curva é realizada por meio de métodos derivados do trabalho de Maillet (1905), que mostrou que a recessão de um rio pode ser representada por uma fórmula exponencial, que ficou conhecida como equação de Maillet. Ela é composta por um coeficiente de recessão (α), que caracteriza a taxa de declínio das vazões no período de recessão, e uma vazão inicial no período de recessão (Q_0).

Segundo Tallaksen (1995), citado por Novaes et al. (2009a), estudos realizados em bacias da Noruega mostraram que o valor do coeficiente de recessão (α) é dependente da vazão inicial e da duração do período de recessão. Um dos métodos mais utilizados para se calcular o coeficiente de recessão é o de Meyboom, que consiste na plotagem da série de vazões em escala semilogarítmica e na verificação da declividade de uma linha reta traçada acompanhando a tendência de variação da vazão durante a recessão do escoamento. Este método é indicado para bacias hidrográficas

que não contenham estruturas de regularização de vazões de grande porte (FETTER, 2001; VITVAR et al., 2002; TOOD; MAYS, 2005).

O coeficiente de recessão é utilizado como indicador de armazenamento de água subterrânea, já que maiores valores de α estão associados a reservas pouco significativas, enquanto menores valores indicam maiores armazenamentos. Também caracteriza o comportamento hidrodinâmico dos aquíferos de uma bacia hidrográfica, pois é inversamente proporcional à extensão (dimensão linear) dos reservatórios subterrâneos e diretamente proporcional à porosidade dos aquíferos (GONÇALVES et al., 2005; FEITOSA et al., 2008, SILVA et al., 2010).

De acordo com Mello et al. (2008), Novaes et al. (2009a) e Oliveira e Fioreze (2011), a vazão inicial no período de recessão do escoamento subterrâneo (Q_0) pode ser estimada a partir somente da precipitação acumulada nos meses que a antecedem. No entanto, a simples transformação chuva-vazão pode não ser representativa, pois vazão é a integração de todos os processos hidrológicos de uma bacia, dentre eles a evapotranspiração (COLLISCHONN; TUCCI, 2001; CHEN; ADAMS, 2006).

Expressões com uma única variável são preferíveis em estudos comparativos, uma vez que pode ser de difícil interpretação a importância relativa de dois ou mais parâmetros. Por outro lado, as expressões com mais do que um parâmetro geralmente dão um melhor ajuste com os dados observados, devendo ser utilizado em estudos mais detalhados (TALLAKSEN, 1995).

Novaes et al. (2009a) evidenciaram que a utilização de apenas uma variável, no caso a precipitação, permitiu uma considerável explicação do comportamento da vazão no início do período de recessão, entretanto, a inclusão de uma outra variável, como a evapotranspiração, potencializaria uma expressiva melhora no desempenho do modelo para a estimativa da Q_0 .

A importância da utilização da evapotranspiração na estimativa da Q_0 é evidenciada pelo coeficiente de escoamento (CE). Como o CE é caracterizado pela relação entre o volume que escoou pela seção de deságue e o volume total precipitado, a parcela da precipitação que não é convertida em escoamento se converte em perda por evapotranspiração. Pereira et al. (2007) encontraram para a sub-bacia do Paracatu um coeficiente de

escoamento de 0,32, assim, 68% do total precipitado na bacia é perdido por evapotranspiração, não sendo, portanto, convertido em vazão. A observação desse valor ratifica a importância do balanço entre total precipitado e total evapotranspirado para a quantificação das vazões.

No balanço hídrico se aplica o princípio físico de conservação de massa, no qual é contemplada a entrada (precipitação) e saída do sistema (evapotranspiração e escoamento) (EAGLESON, 1978; D'ANGIOLELLA et al., 2005; COLLISCHONN; TASSI, 2012). Este possibilita o conhecimento do saldo que constituirá recarga para a formação do escoamento subterrâneo.

2.4. Mudanças climáticas e seus impactos na disponibilidade hídrica

As últimas quatro décadas foram marcadas por um aumento substancial na demanda de água para fins agrícolas e necessidades humanas (BOF et al., 2012). De acordo com a Organização para a Alimentação e Agricultura, é esperado um aumento de até 30% na agricultura irrigada até 2030. Esse aumento previsto da demanda de água pode comprometer a disponibilidade hídrica.

Uma ameaça adicional na disponibilidade de água são as mudanças climáticas (ALCANO et al., 2003; MILLY et al., 2005). Mudanças na precipitação podem resultar em mudanças na vazão e, conseqüentemente, na disponibilidade de água. No caso de redução da precipitação, secas podem ser mais frequentes e diminuir ainda mais o fornecimento de água (GUNTHER et al., 2007).

Mediante as fortes evidências de mudanças climáticas, o estudo preditivo de escassez nas bacias hidrográficas possibilita a tomada de medidas prévias para mitigar prejuízos (BONELL; BALEK, 1993; ASHBY, 1999; MELLO, 2007; SOUSA et al., 2010). A ocorrência de cenários não previstos pode comprometer a quantidade dos recursos disponíveis. Nesse contexto, a previsão das vazões mínimas, que exige o conhecimento integrado de climatologia e hidrologia (VOGEL; KROLL, 1992; DEWANDEL et al., 2002; SOUSA et al., 2010) é necessária para determinar as possibilidades de armazenamento e aproveitamento dos recursos hídricos.

Uma ferramenta de grande utilidade nos estudos preditivos é a modelagem. As informações necessárias para as previsões são derivadas de projeções de modelos climáticos, que podem ser globais ou regionais.

O uso de modelos globais para estudos de impacto, em escala de bacia hidrográfica, é mais limitado quando comparado ao uso dos regionais, principalmente quando se considera a resolução espacial (MURPHY, 1999; WILBY et al., 2004; VRAC et al., 2007), pois os modelos globais são incapazes de representar as características locais (DIBIKE; COULIBALY, 2005). Os modelos globais utilizam resolução de cerca de 200 quilômetros, enquanto os modelos regionais geralmente utilizam a resolução de cerca de 50 quilômetros.

A aplicação de modelo climático regional permite a avaliação de impactos em áreas menores, e a melhoria na resolução espacial permite a análise mais detalhada dos impactos locais (GONDIM et al., 2008). O detalhamento dos cenários climáticos fornecidos pelos modelos globais geralmente apresentam escalas temporais incompatíveis com as escalas requeridas para estudos de impactos espacial (MURPHY, 1999; WILBY et al., 2004; VRAC et al., 2007).

Um exemplo de modelo climático regional é o ETA (CHOU, 1996), instalado no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), o qual apresenta algumas configurações específicas como: resolução de 40 km na horizontal, 38 níveis na vertical, com o topo em 25 hPa. O domínio do modelo cobre a maior parte da América do Sul (SOUSA et al., 2010).

Como recomendado por Binder (2006), a utilização de modelos hidrológicos melhoram o detalhamento do cenário de mudanças climáticas projetados pelos modelos climáticos, para a escala de bacia hidrográfica, e assim possibilitam a avaliação dos impactos das mudanças nos recursos hídricos. Os modelos hidrológicos utilizam os dados obtidos dos modelos climáticos para realizar as análises preditivas.

Nesse contexto, a utilização de um modelo hidrológico conceitual é vantajosa, pois como estes estão baseados nos processos físicos de formação das vazões, podem assim modelar as vazões em condições de mudanças no clima (TUCCI, 2002).

Os principais processos físicos considerados na previsão das vazões futuras são a precipitação, que é a principal fonte de entrada de água na bacia, e temperatura, pois é a característica mais perceptível das mudanças climáticas (MENG; MO, 2012). Uma vez que a temperatura é utilizada na maioria das formulações para evapotranspiração, é possível que o escoamento possa ser estimado a partir de um balanço entre precipitação e evapotranspiração (BARNETT et al., 2005; GARDNER, 2009).

Estudos desenvolvidos na Rússia baseados em mudanças climáticas têm mostrado um aumento da disponibilidade de água na maior parte do território russo, devido ao aumento da concentração CO₂ e temperatura, condição mais favorável à precipitação (VÖRÖSMARTY et al., 2000; ALCAMO et al., 2007).

Porém, o efeito das mudanças climáticas no escoamento de água superficial e na recarga de água subterrânea é variável, dependendo da região e do cenário climático considerado (IPCC, 2001), mas é altamente relacionado com as mudanças previstas para a precipitação (IPCC, 2001; BARNETT et al., 2005; KROL et al., 2006). As heterogeneidades regionais refletem a não-linearidade da resposta do ciclo hidrológico à mudança climática (LABAT et al., 2004).

É previsto que a magnitude e a frequência de vazões máximas aumentem na maioria das regiões do planeta e que as vazões mínimas sejam menores em muitas regiões (MELLO et al., 2008).

2.5. Sub-bacia do Paracatu

A sub-bacia do rio Paracatu, localizada na bacia do rio São Francisco, já apresenta problemas de disponibilidade hídrica, gerando conflitos entre os usuários. Esses conflitos surgiram na década de 70, em consequência da expansão da agricultura irrigada que, atualmente, é responsável por 71,4% do consumo nessa sub-bacia (ANA, 2002; PRUSKI et al., 2007).

O sistema de irrigação predominante é o pivô central (88%), sendo que em 42% da área irrigada (13.730 ha) já ocorrem limitações no uso da água (BRASIL, 1996). Evidencia-se que a maioria dos projetos de irrigação

dessa sub-bacia aplica água em excesso, reduzindo sua disponibilidade e contaminando os rios e o lençol freático (RAMOS; PRUSKI, 2003).

Com o desenvolvimento econômico observado na bacia, espera-se que ocorra um crescimento na demanda hídrica, uma vez que o aumento da renda per capita pode resultar em maior pressão sobre os recursos hídricos (RODRIGUEZ et al., 2007).

Além dessa consideração, o efeito de possíveis mudanças climáticas deve ter especial atenção. A diminuição da disponibilidade hídrica por mudanças no clima pode agravar ainda mais a situação já preocupante nessa sub-bacia.

Neste sentido, trabalhos preditivos acerca da condição hídrica podem nortear os órgãos responsáveis pela gestão dos recursos hídricos, sendo que a quantificação do efeito decorrente de mudanças climáticas poderá permitir a definição de estratégias para garantir a disponibilidade hídrica necessária.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Sub-bacia hidrográfica de estudo e dados utilizados

A sub-bacia do rio Paracatu está situada no Médio São Francisco e drena uma área de aproximadamente 45.600 km², sendo a segunda maior sub-bacia do São Francisco (BRASIL, 1996). Da área de drenagem da sub-bacia do Paracatu, cerca de 92% encontra-se no Estado de Minas Gerais, 5% em Goiás e 3% no Distrito Federal (FERREIRA; EUCLYDES, 1997). Na Figura 2 está representada a localização da sub-bacia do rio Paracatu.

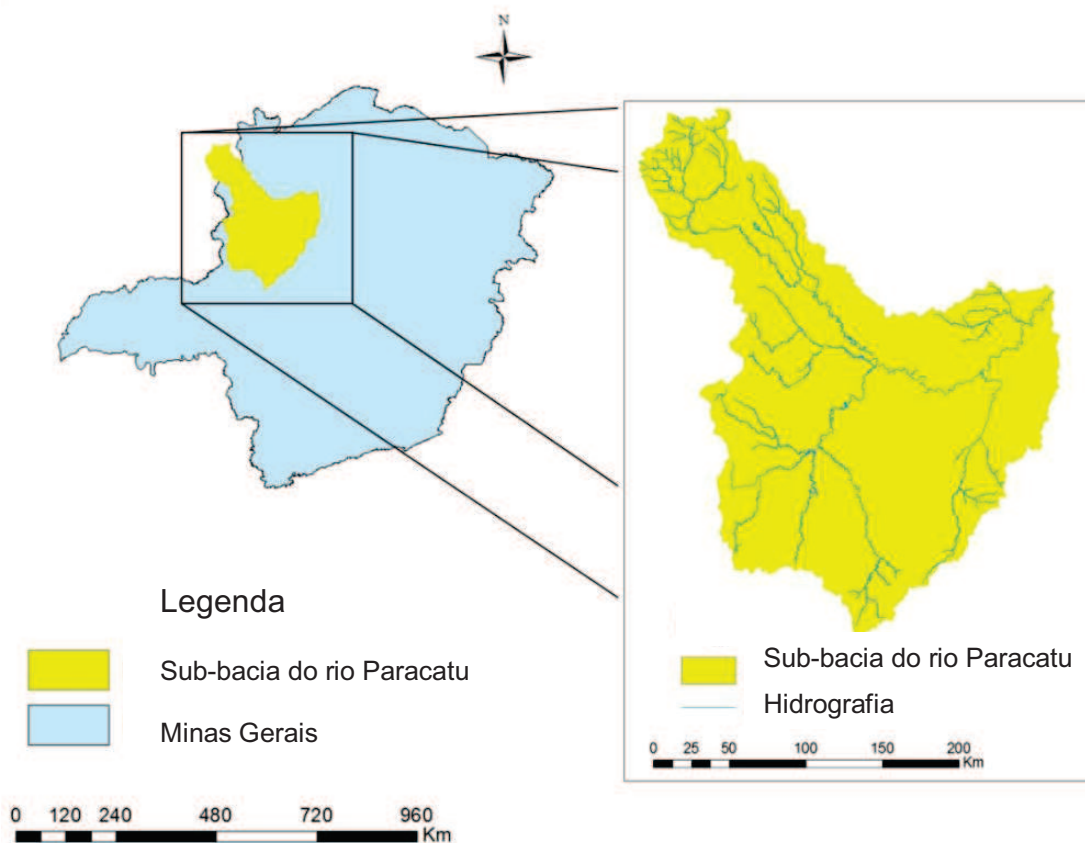


Figura 2. Representação geográfica da sub-bacia do rio Paracatu.

Para a realização do estudo foram utilizados dados diários consistidos de vazão e precipitação, correspondentes ao período de 1980 a 2000 de nove estações fluviométricas (Quadro 1) e 30 estações pluviométricas (Quadro 2), respectivamente, pertencentes à rede da Agência Nacional de Águas (ANA). Utilizou-se também dados diários de temperatura de sete estações meteorológicas convencionais (Quadro 3) pertencentes à rede de estações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) situadas no interior e no entorno da sub-bacia do Paracatu. O número baixo de estações climatológicas (sete) se deve ao fato de poucas estarem localizadas no interior da sub-bacia do Paracatu.

O critério utilizado para a escolha, principalmente das estações fluviométricas, foi a disponibilidade de mais de 10 anos de dados diários completos. Para realizar as simulações futuras foram utilizados dados diários de precipitação e temperatura estimados pelo modelo climático regional ETA (CHOU, 1996), para o período de 2011 a 2099.

No Quadro 1 são apresentadas as nove estações fluviométricas utilizadas no estudo, com as informações de código, latitude, longitude e área.

Quadro 1. Estações fluviométricas utilizadas no estudo

Código	Estação	Latitude	Longitude	Área (km²)
42290000	Ponte da BR-040	17° 30' 10"	46° 34' 18"	8250
42395000	Santa Rosa	17° 15' 19"	46° 28' 26"	13200
42435000	Fazenda Barra da Égua	16° 52' 28"	46° 35' 12"	1560
42460000	Fazenda Limeira	16° 12' 35"	47° 13' 58"	3882
42540000	Santo A. Boqueirão	16° 31' 47"	46° 43' 16"	5903
42690001	Porto da Extrema	17° 01' 49"	46° 00' 49"	30140
42750000	Caatinga	17° 08' 45"	45° 52' 49"	32600
42850000	Cachoeira das Almas	17° 21' 02"	45° 31' 57"	4519
42930000	Porto do Cavalo	17° 01' 50"	45° 32' 22"	40661

No Quadro 2 são apresentadas as 30 estações pluviométricas utilizadas no estudo, com as informações de código, latitude, longitude e altitude.

Quadro 2. Estações pluviométricas utilizadas no estudo

Código	Estação	Latitude	Longitude	Altitude (m)
1546005	Cabeceiras	15° 48' 03"	46° 55' 29"	900
1547002	Planaltina	15° 27' 12"	47° 36' 48"	1000
1645000	São Romão	16° 22' 18"	45° 04' 58"	472
1645002	Santo Inácio	16° 16' 54"	45° 24' 51"	460
1645003	Barra do Escuro	16° 16' 07"	45° 14' 16"	437
1645009	Cachoeira Manteiga	16° 39' 25"	45° 04' 51"	-
1645013	Fazenda Água Branca	16° 48' 26"	45° 01' 49"	-
1646000	Porto das Poções	16° 49' 47"	46° 19' 20"	540
1646001	Unai	16° 21' 05"	46° 53' 23"	-
1646003	Santo A. Boqueirão	16° 31' 47"	46° 43' 16"	-
1647001	Ponte São Bartolomeu	16° 32' 16"	47° 48' 02"	790
1647002	Cristalina	16° 45' 23"	47° 36' 22"	1239
1744006	Pirapora-Barreiro	17° 21' 50"	44° 56' 54"	471
1745000	Caatinga	17° 08' 45"	45° 52' 49"	502
1745001	Cachoeira do Paredão	17° 06' 40"	45° 26' 16"	520
1745007	Porto do Cavalo	17° 01' 37"	45° 32' 26"	473
1746001	Porto da Extrema	17° 01' 51"	46° 00' 49"	510
1746002	Santa Rosa	17° 15' 19"	45° 28' 26"	490
1746006	Ponte BR-040 (Prata)	17° 39' 49"	46° 21' 18"	-
1746007	Ponte BR-040 (Paracatu)	17° 30' 10"	46° 34' 18"	-
1746008	Paracatu	17° 13' 00"	46° 52' 00"	-
1747001	Campo Alegre de Goiás	17° 30' 15"	47° 33' 20"	800
1747005	Guarda Mor	17° 46' 21"	47° 05' 55"	-
1845013	São Gonçalo do Abaeté	18° 20' 37"	45° 50' 12"	836
1846003	Major Porto	18° 42' 25"	46° 02' 13"	672
1846005	Presidente Olegário	18° 24' 45"	46° 25' 20"	-
1846016	Ponte Firme	18° 02' 02"	46° 25' 10"	-
1846017	Leal dos Patos	18° 38' 28"	46° 20' 04"	-
1847003	Abadia dos Dourados	18° 29' 28"	47° 24' 23"	784
1847040	Fazenda São Domingos	18° 06' 11"	47° 41' 41"	-

No Quadro 3 são apresentadas as sete estações meteorológicas utilizadas no estudo, com as informações de código, latitude, longitude e estado.

Quadro 3. Estações meteorológicas utilizadas no estudo

Código	Estação	Latitude	Longitude	Estado
83479	Paracatu	17° 13' 08"	46° 52' 08"	MG
83379	Formosa	15° 31' 08"	47° 19' 08"	GO
83522	Ipameri	17° 42' 06"	48° 09' 58"	GO
83481	João Pinheiro	17° 42' 00"	46° 09' 58"	MG
83531	Patos de Minas	18° 30' 59"	46° 25' 08"	MG
83483	Pirapora	17° 21' 00"	44° 54' 58"	MG
83428	Unai	16° 21' 58"	46° 33' 00"	MG

A localização das estações fluviométricas, pluviométricas e meteorológicas é apresentada nas Figuras 3, 4 e 5, respectivamente.

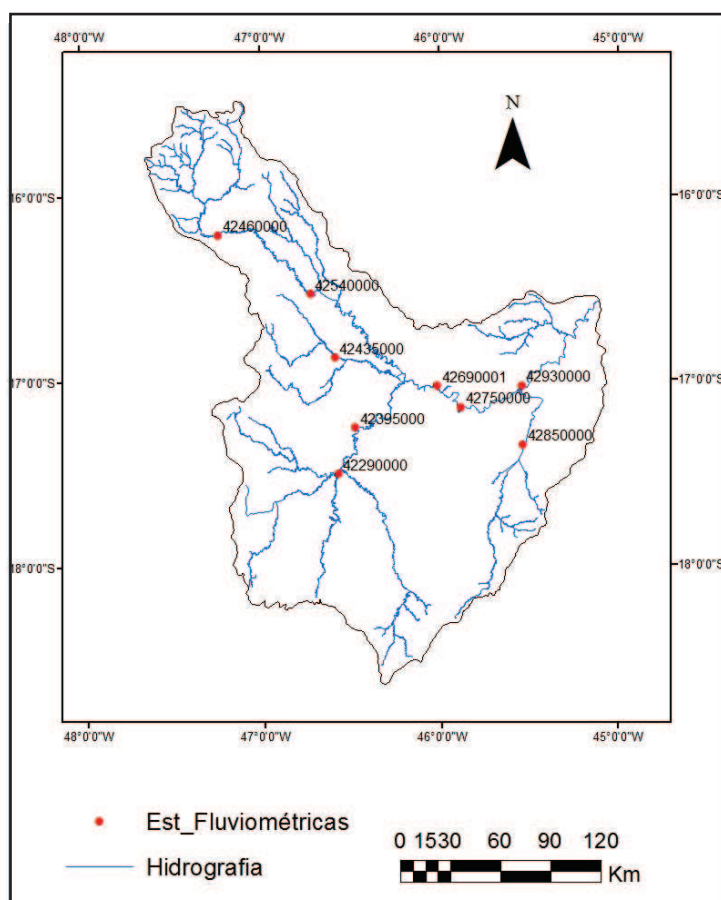


Figura 3. Localização das estações fluviométricas.

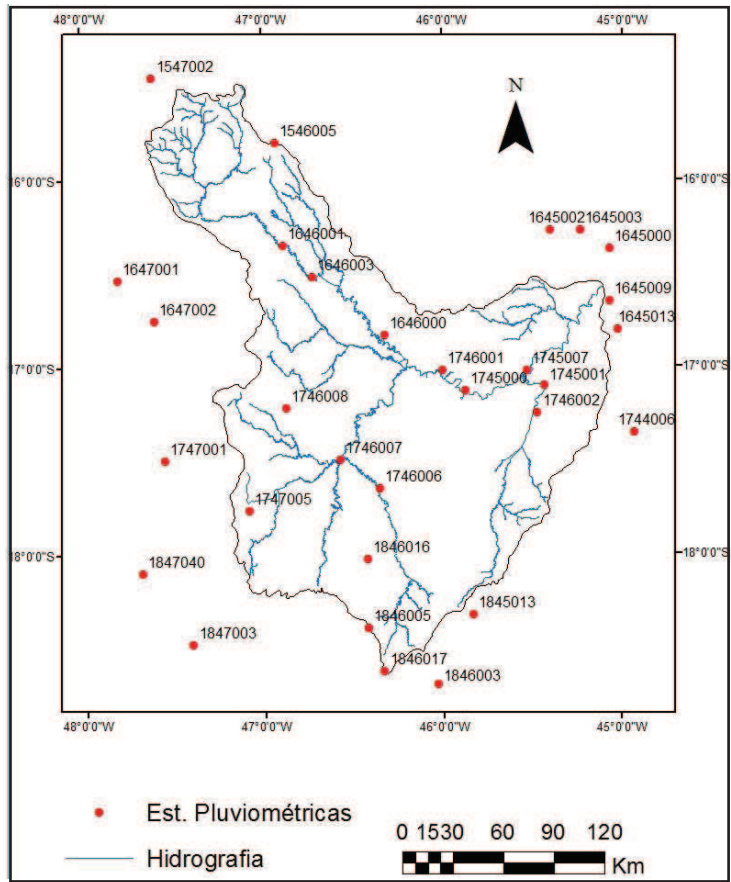


Figura 4. Localização das estações pluviométricas.

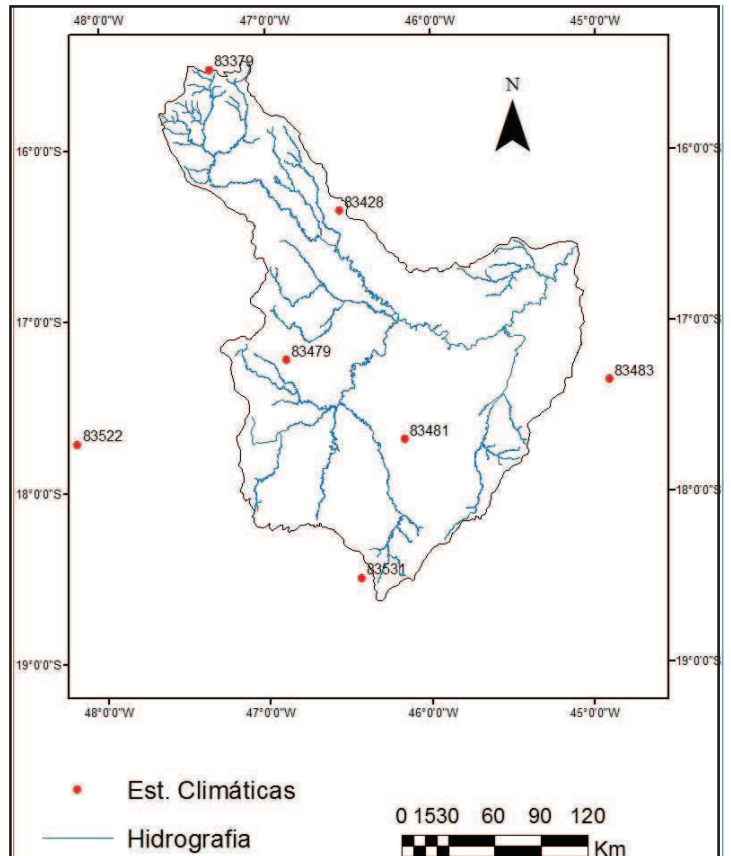


Figura 5. Localização das estações meteorológicas.

3.2. Desenvolvimento, a partir de dados hidroclimáticos, de modelo que permita estimar as vazões mínimas no Paracatu

A vazão mínima considerada neste estudo é a $Q_{7,10}$, a qual foi estimada com base na curva de recessão do escoamento subterrâneo. A curva de recessão ajusta-se satisfatoriamente à equação de decaimento exponencial, conhecida como equação de Maillet:

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (1)$$

em que: Q é a vazão subterrânea num instante t , $m^3 s^{-1}$; Q_0 é a vazão subterrânea correspondente ao início do período de recessão do escoamento subterrâneo, $m^3 s^{-1}$; α é o coeficiente de recessão, d^{-1} , e t é o tempo contado a partir do início do período de recessão, d^{-1} .

Para a completa representação da equação foi realizada a estimativa dos parâmetros que a definem, sendo estes o coeficiente de recessão (α) e a vazão no início do período de recessão (Q_0), para cada estação fluviométrica estudada.

Para fins comparativos, as equações foram apresentadas com base nas vazões específicas relativas ao início do período de recessão (q_0).

3.2.1. Determinação do coeficiente de recessão (α)

Para a obtenção dos parâmetros α e q_0 , é necessária a determinação do início e do fim do período de recessão do escoamento subterrâneo.

Como no período de recessão somente o escoamento subterrâneo contribui para a vazão no curso de água, neste trabalho o hidrograma total do rio foi separado em escoamento superficial e escoamento subterrâneo, por intermédio do programa computacional SepHidro (Sistema computacional para auxílio à separação dos hidrogramas em escoamento superficial e escoamento subterrâneo), desenvolvido por Miranda (2012). O

método de separação utilizado pelo programa SepHidro foi o “Mínimo Local”, que produz resultados com boa aproximação dos resultados obtidos com processos manuais de separação. Nesse método é realizada a verificação se a vazão do dia $D(i)$ é a menor dentro do intervalo $2N^*$ dias.

O $2N^*$ dias corresponde ao número inteiro imediatamente superior ao dobro de N , que é estimado com boa adequação pela equação empírica:

$$N = 0,827 A^{0,2} \quad (2)$$

em que: A é a área de drenagem, km^2 .

Atendida essa condição, então este dia é considerado um mínimo local. O intervalo de $2N^*$ então é deslocado para o próximo dia da série de vazões em que é feita a verificação se a vazão do dia $D(i+1)$ é a menor dentro do intervalo. Este procedimento é repetido para cada dia da série de vazões até que sejam selecionados todos os mínimos locais. Os valores dos mínimos locais selecionados então são ligados entre si por linhas que representam o comportamento do escoamento subterrâneo (MIRANDA, 2012).

Após a separação das lâminas, pela análise dos hidrogramas anuais de escoamento subterrâneo foi possível determinar o dia de início e fim do período de recessão, para cada ano. Os valores médios para o início e o fim, dentre todos os anos analisados, foram então adotados.

De posse desses dias, obteve-se o valor de α ajustando a equação 1 para cada ano da série histórica, sendo o α de cada uma das nove seções da hidrografia a média dos valores de α anuais. A equação foi ajustada aos dados observados das vazões subterrâneas no período de recessão considerado.

No fluxograma é demonstrada a sequência das etapas para obtenção do α (Figura 6). As etapas descritas foram realizadas para cada seção da hidrografia estudada (9 seções). Ao final, têm-se o α para cada estação fluviométrica.

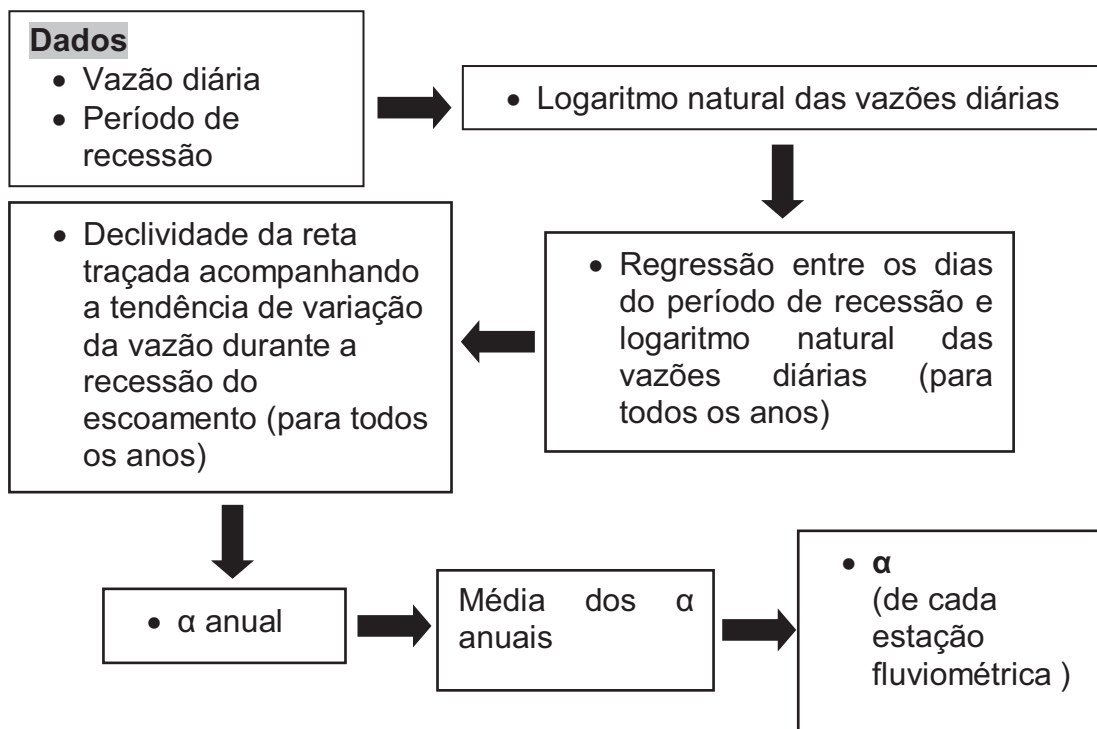


Figura 6. Sequência das etapas para obtenção do α .

3.2.2. Determinação da vazão no início do período de recessão

A determinação da vazão no início do período de recessão (q_0) a partir de dados hidroclimáticos foi realizada com base em um modelo hidrológico, que a representa em função da precipitação e evapotranspiração real total mensal.

O cálculo da precipitação total mensal em cada área de drenagem para o período de 1980 a 2000 foi realizado pelo método dos Polígonos de Thiessen, com o apoio do sistema de informações geográficas ArcGis versão 9.3.

Para calcular a evapotranspiração real total mensal as estações climatológicas foram espacializadas na sub-bacia do rio Paracatu, e os valores mensais de temperatura foram obtidos, para a área de drenagem de cada estação fluviométrica, pela média dos valores de temperatura das duas estações climatológicas mais próximas da área. A evapotranspiração real mensal foi obtida pelo balanço hídrico climatológico desenvolvido por Thornthwaite e Mather (1955) e, para aplicá-lo, foi necessário o cálculo da evapotranspiração potencial (ETP), que foi obtida pelo método de

Thornthwaite (1948). Apesar da equação de Penman-Monteith, preconizado pela FAO/56 (ALLEN et al., 1998), ser reconhecida como padrão para estimativa da ETP, não foi possível utilizá-la, dadas as poucas estações meteorológicas que fornecem os parâmetros necessários, e, o fato de existirem muitas falhas nas séries históricas disponíveis. O cálculo da ETP e ETR foi realizado com o auxílio da planilha excel BHídrico GD 4.0 – 2004 (D'ANGIOLELLA et al., 2004), sendo utilizado o valor de 100 milímetros para a capacidade de água disponível (CAD).

A fim de ajustar os valores de ETR estimados pelo método de Thornthwaite a uma análise de um balanço de conservação de massas, procedeu-se a correção dos valores de ETR tomando-se o balanço hídrico de cada seção da hidrografia. O balanço hídrico em cada uma das 9 seções da hidrografia foi utilizado como fator de correção (FC).

O balanço hídrico contempla entradas e saídas de água em uma bacia e pode ser determinado pela equação:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = P - ETR - Q \quad (3)$$

em que: ΔV é a variação do volume de água armazenado na bacia, m^3 ; Δt é o intervalo de tempo considerado, s; P é a precipitação, $m^3 s^{-1}$; ETR é a evapotranspiração real, $m^3 s^{-1}$, e, Q é a vazão, $m^3 s^{-1}$.

Na estimativa da evapotranspiração por balanço hídrico de uma bacia, é necessário considerar valores médios de escoamento e precipitação de um período relativamente longo, o que permite considerar que a variação de armazenamento possa ser desprezada (COLLISCHONN; TASSI, 2012). Dessa forma, o balanço hídrico fica simplificado e expresso pela equação:

$$ETR = P - Q \quad (4)$$

A ETR calculada pelo balanço hídrico de cada seção da hidrografia foi obtida pela diferença do somatório dos valores mensais de precipitação e

vazão média, para o período de 21 anos (1980 a 2000). Não é uma ETR anual, mas sim o somatório da ETR em 21 anos.

$$ETR_{bh} = \sum_{i=1}^{21} P - \sum_{i=1}^{21} Q_{med} \left(\frac{2592}{A} \right) \quad (5)$$

em que: ETR_{bh} é a evapotranspiração real calculada pelo balanço hídrico, mm; $\sum P$ é o somatório da precipitação mensal ao longo dos 21 anos, na área de drenagem em questão, mm; $\sum Q_{med}$ é o somatório das vazões médias mensais ao longo dos 21 anos na área de drenagem em questão, $m^3 s^{-1}$; e, $2592/A$ é o fator de conversão de $m^3 s^{-1}$ para mm, onde A é a área de drenagem, km^2 .

Como o cálculo da ETR_{bh} foi realizado para o período contínuo de 21 anos, a variação do armazenamento de água pode ser desprezada.

O fator de correção (FC) foi obtido pela relação entre ETR_{bh} e o somatório dos valores de ETR mensais nos 21 anos calculados pelo balanço hídrico climatológico proposto por Thornthwaite e Mather, sendo expresso por:

$$FC = \frac{ETR_{bh}}{\sum_{i=1}^{21} ETR_{th}} \quad (6)$$

em que: FC é o fator de correção, adimensional; ETR_{bh} é a evapotranspiração real calculada pelo balanço hídrico em 21 anos, mm, e, ETR_{th} é o somatório da evapotranspiração real mensal calculada pelo balanço hídrico climatológico proposto por Thornthwaite e Mather (1955) nos 21 anos, mm.

De posse do fator de correção, este foi multiplicado pelos valores ETR calculados pelo balanço hídrico climatológico proposto por Thornthwaite e Mather, conforme a equação:

$$ETR_{\text{corr}} = ETR_{\text{th}} FC \quad (7)$$

em que: ETR_{corr} é a evapotranspiração real total mensal corrigida, mm; ETR_{th} é a evapotranspiração real total mensal calculada pelo balanço hídrico climatológico proposto por Thornthwaite e Mather, mm; e, FC é o fator de correção, adimensional.

De posse dos valores de P e ETR_{corr} , estes foram utilizados para calcular a q_0 , sendo a diferença mensal entre os valores de P e ETR_{corr} denominada, neste trabalho, de balanço hídrico (BH) mensal. Assim, o balanço hídrico mensal foi calculado com base na equação:

$$BH = P - ETR_{\text{corr}} \quad (8)$$

em que: BH é o balanço hídrico mensal, mm; P é a precipitação total mensal, mm; e ETR_{corr} é a evapotranspiração real total mensal corrigida, mm.

Como a q_0 foi obtida em função do somatório do balanço hídrico de “n” meses, procedeu-se o somatório do balanço hídrico de cada mês ao longo dos 21 anos analisados, para cada seção da hidrografia, a fim de estimar quantos meses seriam necessários para a formação da q_0 .

A partir da definição do dia de início da recessão do escoamento subterrâneo, foi realizada a análise retroativa no tempo para identificar a partir de qual mês o somatório do BH mensal é positivo. A justificativa para tal é que, a partir desse mês, iniciaria a recarga do lençol freático, considerando a premissa que os meses que apresentem saldo positivo no somatório do BH contribuem para a elevação do nível do lençol freático e, conseqüentemente, para a formação da vazão no início do período de recessão. Assim, através de um BH positivo, foi encontrado o número de meses que contribuíram para a formação da q_0 .

Foi então ajustado um modelo de regressão linear visando a representação da q_0 em função do somatório do balanço hídrico mensal dos meses anteriores ao início do período de recessão (BH_n). A equação foi

obtida pela regressão ente os valores de BH_n anuais e os dados observados das vazões subterrâneas no dia de recessão considerado, para cada ano da série (1980 a 2000). Assim, cada uma das nove seções da hidrografia teve a q_0 representada pela equação:

$$q_0 = a BH_n + b \quad (9)$$

em que: q_0 é vazão específica no início do período de recessão, $m^3 s^{-1} km^{-2}$; a e b são parâmetros de ajuste da equação e, BH_n é o balanço hídrico (precipitação menos evapotranspiração real) nos “n” meses anteriores ao início do período de recessão do escoamento subterrâneo, mm.

No fluxograma é demonstrada a sequência das etapas para obtenção da q_0 (Figura 7).

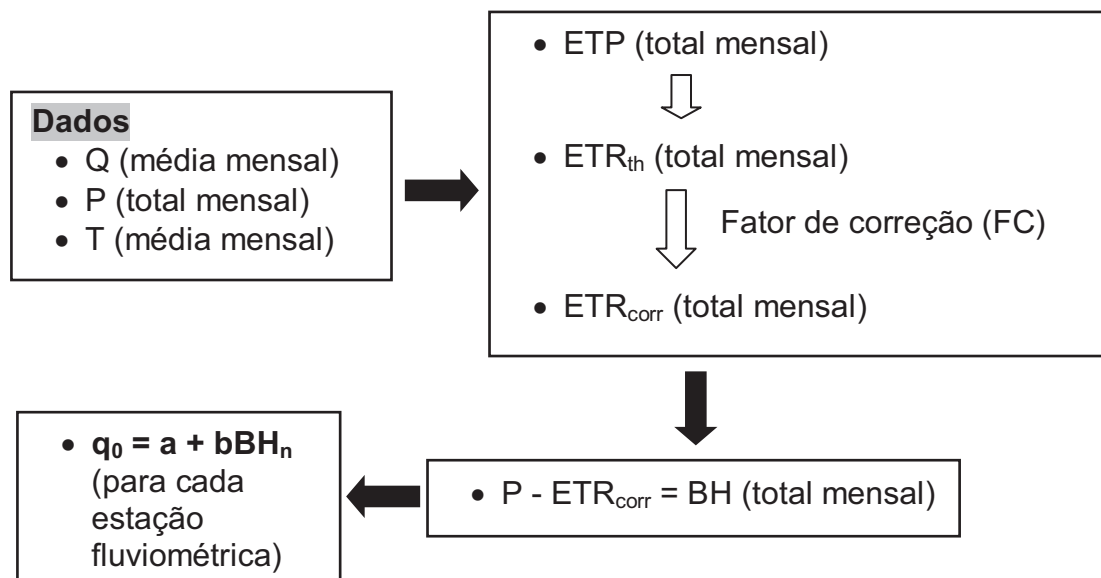


Figura 7. Sequência das etapas para obtenção da q_0 .

3.2.3. Estimativa da $q_{7,10}$

Uma vez obtidas as curvas de recessão do escoamento subterrâneo para cada seção fluviométrica estudada (equação 1), foi possível estimar as vazões específicas diárias no período de recessão.

A q_7 (média da vazão mínima de sete dias consecutivos) foi obtida pela média dos últimos sete dias da curva de recessão ajustada. Em cada seção da hidrografia foi calculada a q_7 para cada ano do período de 1980 a 2000.

De posse das q_7 anuais calculou-se a $q_{7,10}$ (vazão específica) para cada seção da hidrografia com auxílio do programa computacional SisCAH 1.0 - Sistema Computacional para Análises Hidrológicas (SOUSA et al., 2009), onde a estimativa da $q_{7,10}$ foi realizada por cinco funções de distribuição de densidade de probabilidade: Weibull, Pearson 3, Log Pearson 3, Log Normal 2 e Log Normal 3. A distribuição mais apropriada é escolhida com base em parâmetros como amplitude do intervalo de confiança, erro padrão e variância, sendo o próprio programa que faz a escolha, indicando ao usuário a melhor função de distribuição, bem como o valor de $q_{7,10}$.

3.3. Análise do comportamento do modelo de estimativa das vazões mínimas

Para avaliar o comportamento do modelo de estimativa de vazões mínimas, foi calculada também para cada seção da hidrografia, a $q_{7,10}$ a partir da série histórica de vazões diárias para o período de 1980 a 2000, com auxílio do programa computacional SisCAH 1.0. Essa $q_{7,10}$ foi tomada como referência para efeito de comparação. A avaliação foi realizada com base no coeficiente de Willmott (WILLMOTT, 1981), no erro relativo percentual, e, no coeficiente angular e linear da equação de regressão entre os valores de $q_{7,10}$ de referência e os estimados pelo modelo proposto.

O coeficiente de Willmott (d) quantifica a exatidão e está relacionado ao afastamento do valor estimado em relação ao adotado como referência, variando de 0 para nenhuma concordância à 1 para a concordância perfeita.

$$d = 1 - \frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (|P_i - O_{med}| + |O_i - O_{med}|)^2} \quad (10)$$

em que: d é o índice de concordância de Willmott, adimensional; P_i e O_i são os valores de $q_{7,10}$ estimados pelo modelo proposto e calculados pela série histórica de vazões, respectivamente, $L s^{-1} km^{-2}$; e O_{med} é o valor médio dos valores de $q_{7,10}$ calculados a partir da série histórica de vazões, $L s^{-1} km^{-2}$.

O erro relativo percentual (ER) entre os valores de $q_{7,10}$ estimados pelo modelo proposto e $q_{7,10}$ calculados a partir da série histórica de vazões foi obtido pela equação:

$$ER = \left(\frac{Q_{obs} - Q_{est}}{Q_{obs}} \right) 100 \quad (11)$$

em que: ER é o erro relativo, %; Q_{obs} é a $q_{7,10}$ calculada a partir da série histórica dos dados observados de vazão na seção fluviométrica, $L s^{-1} km^{-2}$; e, Q_{est} é a $q_{7,10}$ estimada pelo modelo proposto na seção fluviométrica, $L s^{-1} km^{-2}$.

O ajuste ideal entre os dados de referência e os estimados pelo modelo proposto seria aquele que resultasse em uma equação de regressão $y = ax + b$, coeficiente angular (a) igual a 1, e intercepto (b) igual a zero, ou seja, uma equação $y = x$.

3.4. Avaliação da tendência de variação, até o final do século XXI, da disponibilidade hídrica em nove seções da hidrografia do rio Paracatu

Para realizar a avaliação da tendência de variação, até o final do século XXI da disponibilidade hídrica nas seções da hidrografia, foi necessária a utilização de um climático para a geração dos dados futuros.

3.4.1. Modelo climático ETA

Os dados de precipitação e temperatura estimados para o futuro foram provenientes do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos

(CPTEC). Estes foram estimados pelo modelo climático regional ETA, que foi instalado no CPTEC em 1996 para complementar a previsão numérica de tempo (CHOU, 1996).

As simulações foram geradas para o período de 1982 a 1990 e para 2011 a 2099, para o cenário A1B do IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Neste cenário existe um equilíbrio entre os combustíveis fósseis e outras fontes de energia e pode ser considerado como intermediário entre os cenários A2 e B2, que são extremos. A concentração global de CO₂ varia entre 350 e 370 ppm (partes por milhão) entre 1990 e 2000, e depois se eleva até 720 ppm até final do século XXI, permanecendo constante (IPCC, 2001). Foi utilizado o Membro 2 (LOW) do modelo ETA para compor a previsão, no qual a resposta à mudança de temperatura é baixa. As condições iniciais e de contorno utilizadas para rodar o modelo são fornecidas pelo modelo Global HadCM3 (COLLINS et al., 2006; CHOW et al., 2011; MARENGO et al., 2011).

Um importante uso da climatologia de modelos é a identificação de erros na estimativa de precipitação sobre determinadas áreas, os quais podem então ser removidos ou minimizados, antes de servir como entrada para realizar previsões de vazão (HAY; CLARK, 2003). Nesse contexto, foi realizada uma análise prévia da climatologia e magnitude dos valores de precipitação estimados pelo modelo climático. Para tal, utilizou-se os dados mensais de precipitação de 1982 a 1990 do Membro Controle (não perturbado) do modelo ETA e dados mensais observados de precipitação para o mesmo período.

Nesta análise verificou-se que o modelo simulou bem as estações chuvosa e seca, comparando com dados observados de precipitação, porém, apresentou valores mais altos (Apêndice B). Para corrigir a magnitude, foi ajustada uma equação de regressão linear obtida da dispersão entre os valores mensais de precipitação do modelo ETA (Membro Controle), e os valores mensais observados da série histórica. A correção foi realizada para aproximar os valores do modelo ETA aos valores observados.

As equações obtidas para cada seção da hidrografia foram aplicadas aos valores de precipitação do Membro 2, período de 2011 a 2099. A ETR

obtida pelos dados de temperatura para o futuro também foi corrigida pelo mesmo procedimento.

3.4.2. Estimativa das vazões mínimas para as próximas décadas

De posse dos valores corrigidos de P e ETR, foi calculado o balanço hídrico para cada mês de cada ano (2011 a 2099), e em cada uma das nove seções da hidrografia. Com o uso da equação de estimativa da q_0 e α específicos para cada seção da hidrografia, foi possível estimar as curvas de recessão do escoamento subterrâneo para cada ano.

Conhecendo-se as curvas, as vazões diárias para o período de recessão considerado foram calculadas para cada ano e, a média dos últimos sete dias possibilitou o cálculo da q_7 anual. Como o período estudado foi de 2011 a 2099, dividiu-se em 8 décadas (2011 a 2020, 2021 a 2030, 2031 a 2040, 2041 a 2050, 2051 a 2060, 2061 a 2070, 2071 a 2080 e 2081 a 2090) e um período de nove anos (2091 a 2099), onde os valores de q_7 anuais possibilitaram a estimativa de oito valores de $q_{7,10}$, uma para cada década, e uma $q_{7,10}$ para o período de nove anos (2091 a 2099). Assim, cada uma das nove seções da hidrografia obteve nove valores de $q_{7,10}$.

3.4.3. Análise estatística da tendência da disponibilidade hídrica natural nas seções hidrográficas até o final do século XXI

Para verificar a tendência das vazões mínimas até o fim do século, foi ajustada uma equação de regressão linear para cada uma das nove seções analisadas, a partir dos valores de $q_{7,10}$ para cada década. Já para o balanço hídrico, o ajuste foi feito a partir dos valores anuais de BH_n em cada década.

De posse dos valores de $q_{7,10}$ e BH_n , foi determinado o intervalo de confiança para estes parâmetros com um nível de confiança de 95 e 99%, determinado pela equação:

$$\hat{Y} - t_{\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\hat{V}(\hat{Y})} \leq Y \leq \hat{Y} + t_{\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\hat{V}(\hat{Y})} \quad (12)$$

em que: \hat{Y} é o valor estimado de $q_{7,10}$ ou BH_n ; $\hat{V}(\hat{Y})$ é o estimador da variância do estimador do parâmetro; t é o valor tabelado da estatística t ; e α é o nível de significância.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Modelo para estimar as vazões mínimas a partir de dados hidroclimáticos

O modelo obtido para estimar as vazões mínimas a partir de dados hidroclimáticos foi baseado no uso da curva de recessão do escoamento subterrâneo (equação 1), sendo utilizado, para estimar a vazão no início do período de recessão, um modelo em função de um balanço hídrico.

4.1.1. Determinação do coeficiente de recessão (α)

Para a obtenção do parâmetro α foi necessária a determinação do início e do fim do período de recessão do escoamento subterrâneo.

Pela análise dos hidrogramas anuais de cada uma das nove seções estudadas da hidrografia da sub-bacia do rio Paracatu, observou-se que o decaimento da hidrógrafa de escoamento subterrâneo ocorre por volta do dia juliano 92 (1º de abril) e se estende até aproximadamente, o dia 305 (31 de outubro), quando o hidrograma começa a exibir uma tendência de crescimento. Portanto, os dias 1º de abril e 31 de outubro foram adotados como início e fim do período de recessão do escoamento subterrâneo, respectivamente. Dessa forma, considerou-se 214 dias como duração do período de recessão.

O α correspondente a cada seção foi obtido pela média dos α estimados para cada ano da série histórica da estação (Apêndice A). No Quadro 4 são apresentados, para as nove seções da hidrografia estudada, os coeficientes de recessão encontrados.

Quadro 4. Coeficientes de recessão (α) de cada estação fluviométrica

Código	Estação	α (d ⁻¹)
42460000	Fazenda Limeira	0,0057
42540000	Santo Antonio do Boqueirão	0,0060
42690001	Porto da Extrema	0,0066
42750000	Caatinga	0,0058
42850000	Cachoeira das Almas	0,0063
42930000	Porto do Cavalo	0,0064
42290000	Ponte da BR-040 (Paracatu)	0,0062
42395000	Santa Rosa	0,0060
42435000	Fazenda Barra da Égua	0,0064

Verifica-se que o α variou de 0,0057 a 0,0066 d⁻¹, os quais mostram uma pequena variação dos valores de α na bacia, caracterizando uma boa uniformidade das condições geológicas e climáticas. Tal variação esteve em concordância com valores evidenciados em dois outros estudos realizados na bacia do Paracatu. BRASIL (1996) obteve valores de α variando de 0,0048 a 0,0080 d⁻¹, considerando os dados advindos de 17 estações fluviométricas, para o período de 1939 a 1989. Novaes et al. (2009a) obtiveram valores de α variando de 0,0029 a 0,0072, com valor médio de 0,0058 d⁻¹, considerando dados de 21 estações fluviométricas no período de 1970 a 2000.

4.1.2. Estimativa da vazão correspondente ao início do período de recessão baseada em um balanço hídrico

Os fatores de correção encontrados para cada seção da hidrografia são apresentados no Quadro 5.

Os valores do fator de correção estiveram compreendidos entre 1,01 e 1,16, sendo seu valor médio de 1,07. Os menores fatores de correção, 1,01 e 1,02 foram encontrados para as estações 42540000 e 42460000, sendo que estas estão localizadas nas áreas com menor ETR, fato que pode ser observado na Figura 8, onde está espacializada a porcentagem do volume precipitado que é convertido em ETR.

Quadro 5. Fator de correção da ETR para cada estação fluviométrica

Código	Estação	Fator de Correção (FC)
42460000	Fazenda Limeira	1,02
42540000	Santo Antonio do Boqueirão	1,01
42690001	Porto da Extrema	1,04
42750000	Caatinga	1,11
42850000	Cachoeira das Almas	1,06
42930000	Porto do Cavalo	1,08
42290000	Ponte da BR-040 (Paracatu)	1,16
42395000	Santa Rosa	1,16
42435000	Fazenda Barra da Égua	1,04

Os valores de ETR foram calculados através do coeficiente de escoamento (CE) para a área de drenagem de cada estação fluviométrica. O CE é a razão entre o volume que escoou pela seção de deságue considerada e o volume total precipitado. Os valores de ETR foram obtidos pela equação:

$$ETR = 100 - CE \quad (13)$$

em que: ETR é a evapotranspiração real na sub-bacia, %; e, CE é o coeficiente de escoamento de cada sub-bacia, adimensional.

As estações com maiores fatores de correção, 42290000 e 42395000, estão localizadas nas áreas com maiores valores de ETR, evidenciando que, nessa área, a estimativa da ETR pelo método do balanço hídrico climatológico foi mais subestimada, já que todas foram subestimadas.

No Quadro 6 são apresentados os valores do somatório do balanço hídrico mensal para o período de 1980 a 2000, nas áreas de drenagem de cada uma das nove estações fluviométricas utilizadas no estudo.

Pela análise do Quadro 6, o primeiro mês a apresentar saldo positivo de balanço hídrico (BH) foi outubro, permanecendo o saldo positivo nos meses de novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março, totalizando seis meses.

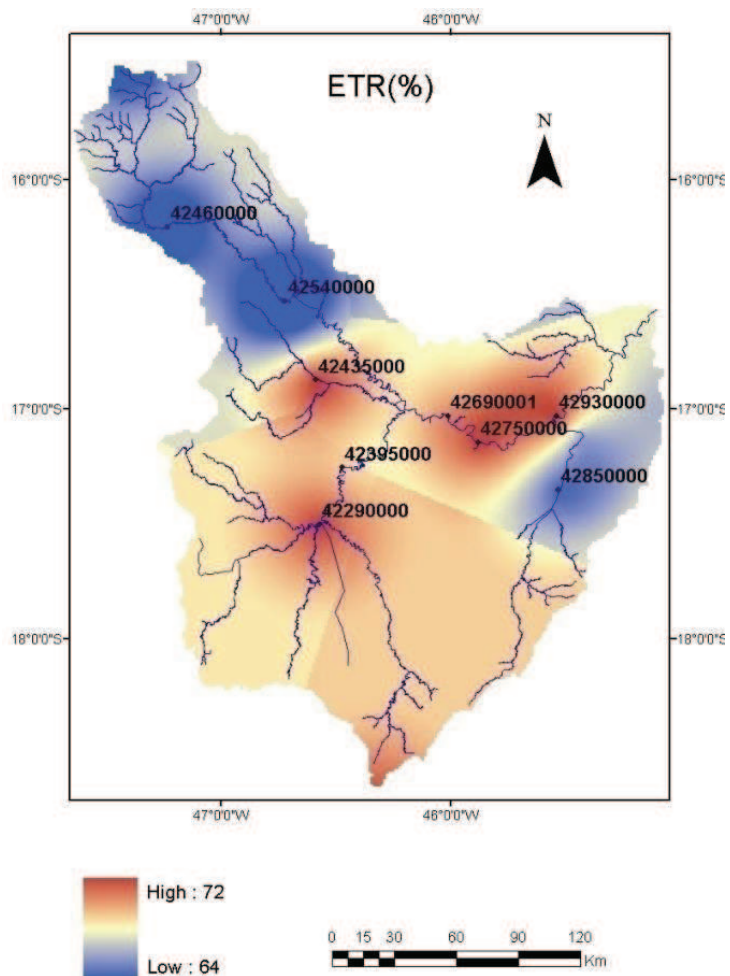


Figura 8. Espacialização da porcentagem do volume precipitado que é convertido em ETR (%).

Quadro 6. Somatório do balanço hídrico mensal, na área de drenagem de cada estação fluviométrica, para o período de 1980 a 2000

Somatório do BH mensal (mm)												
Estação	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
42460000	2703	1286	1823	55	-708	-465	-259	-170	-90	272	2271	3340
42540000	2517	1203	1931	41	-670	-429	-261	-183	-88	242	2304	3346
42690001	2556	916	1253	-357	-675	-316	-199	-131	-90	182	1852	3185
42750000	2582	938	1255	-415	-755	-380	-247	-171	-147	72	1864	3219
42850000	2850	1013	1366	-430	-638	-323	-215	-139	-67	75	2211	3700
42930000	2498	918	1219	-432	-689	-347	-225	-155	-121	94	1899	3207
42290000	2916	1213	1258	-473	-788	-378	-246	-179	-222	153	1753	3553
42395000	3019	1254	1384	-434	-790	-405	-276	-201	-189	182	1860	3499
42435000	1967	864	1119	-120	-575	-306	-218	-149	-74	43	1943	2910

Assim, foi ajustado um modelo de regressão linear visando a representação da q_0 em função do somatório do balanço hídrico mensal dos seis meses anteriores ao início do período de recessão (BH_6). A equação foi obtida pela regressão entre os valores de BH_6 anuais e os dados observados das vazões subterrâneas no dia 1º de abril de cada ano da série (1980 a 2000). Assim, cada uma das nove seções da hidrografia tiveram a q_0 representada por uma equação diferente.

No Quadro 7 são apresentadas as equações lineares ajustadas para cada estação fluviométrica visando a estimativa das vazões específicas correspondentes ao primeiro dia de abril ($q_{1 \text{ abril}}$).

Quadro 7. Equações lineares ajustadas para cada seção da hidrografia visando a estimativa das vazões específicas correspondentes ao primeiro dia de abril ($q_{1 \text{ abril}}$) como uma função do somatório do balanço hídrico nos seis meses anteriores à ocorrência destas vazões (BH_6)

Código	Estação	Equação	r^2
42290000	Ponte da BR-040	$q_0 = 0,42 BH_6 - 0,02 \cdot 10^{-2}$	0,73
42395000	Santa Rosa	$q_0 = 0,34 BH_6 + 0,01 \cdot 10^{-3}$	0,79
42435000	Fazenda Barra da Égua	$q_0 = 0,46 BH_6 + 0,09 \cdot 10^{-2}$	0,52
42460000	Fazenda Limeira	$q_0 = 0,25 BH_6 + 0,07 \cdot 10^{-1}$	0,50
42540000	Santo Antonio Boqueirão	$q_0 = 0,35 BH_6 + 0,26 \cdot 10^{-2}$	0,30
42690001	Porto da Extrema	$q_0 = 0,47 BH_6 - 0,16 \cdot 10^{-2}$	0,64
42750000	Caatinga	$q_0 = 0,35 BH_6 - 0,03 \cdot 10^{-2}$	0,53
42850000	Cachoeira das Almas	$q_0 = 0,30 BH_6 + 0,02 \cdot 10^{-2}$	0,70
42930000	Porto do Cavalo	$q_0 = 0,26 BH_6 + 0,25 \cdot 10^{-2}$	0,70

Todas as equações de regressão foram significativas ao nível de 5% de significância, e os valores de coeficiente de determinação estiveram compreendidos entre 0,30 e 0,79. Nota-se que a estação 42540000 apresentou o menor valor de r^2 , 0,30. Tal fato pode ser explicado pelo fato da área de drenagem desta estação estar localizada na parte Noroeste da sub-bacia, onde ocorre uma formação cárstica (Figura 9). Esta unidade

aquífera encontra-se representada com uma distribuição de cerca de 6,7% da área total da sub-bacia do Paracatu (IGAM, 2006).

Tal formação é basicamente o resultado da ação solubilizadora da água sobre as rochas carbonatadas (GILLIESON, 1996). O modo localizado das infiltrações deve-se à grande variabilidade espacial da permeabilidade e da capacidade de infiltração, que é muito maior nos meios cársticos que em outros meios permeáveis (SANTOS et al., 2010).

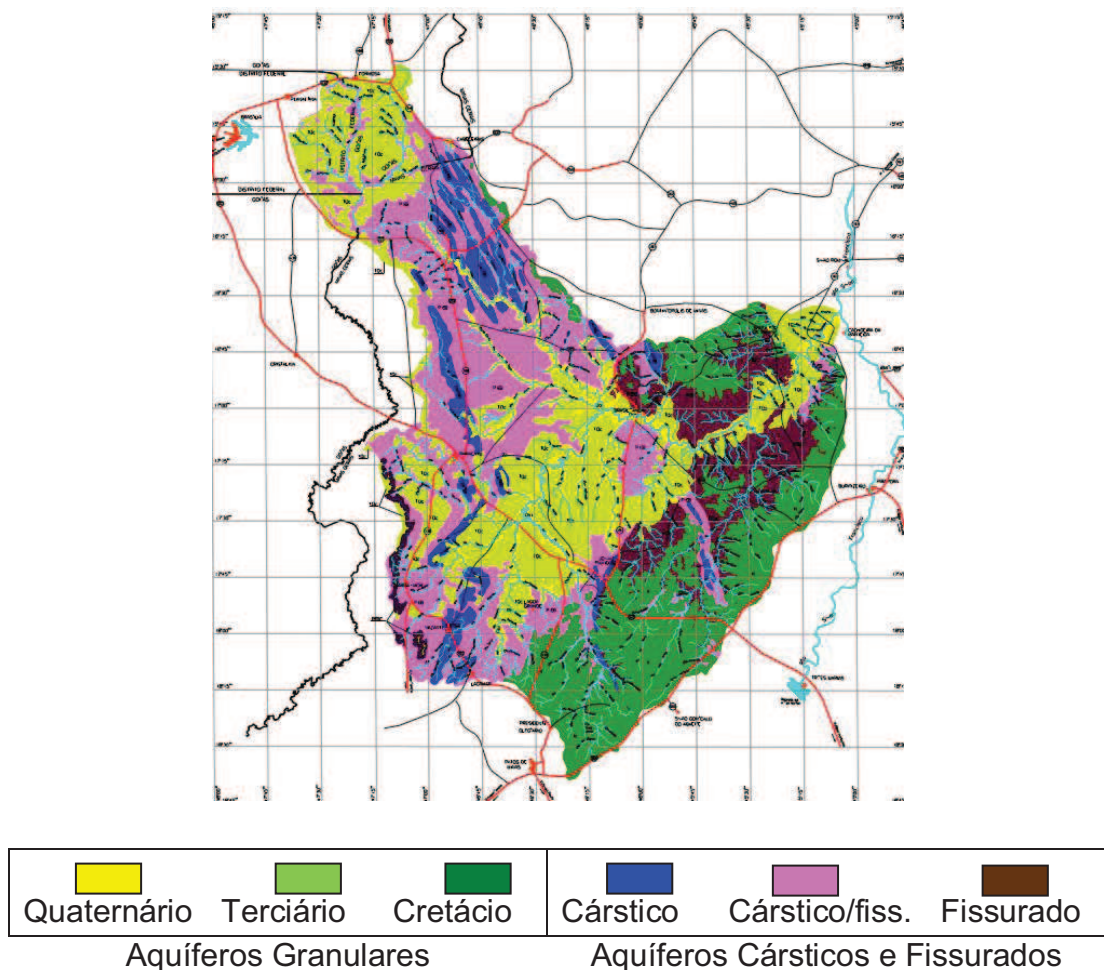


Figura 9. Distribuição dos sistemas de aquíferos na sub-bacia do rio Paracatu (Adaptado de: IGAM, 2006)

A maior permeabilidade e infiltração da formação cárstica na área de drenagem da estação fluviométrica 42540000 faz com que o esgotamento da água do solo para o leito do rio ocorra de forma rápida, podendo assim antecipar o período de recessão nessa área. Dessa forma, o ajuste da regressão linear entre os valores dos BH₆ anuais entre precipitação e

evapotranspiração real de seis meses com a vazão subterrânea do dia 1º de abril não foi eficiente, pois provavelmente a recessão ocorre antes do mês de abril nessa área.

4.2. Análise do comportamento do modelo na representação da $q_{7,10}$

No Quadro 8 são apresentados os valores de $q_{7,10}$ obtidos com base na série histórica de vazões e os valores obtidos pelo modelo proposto, bem como os valores do erro relativo percentual e o coeficiente de Willmott. Apesar dos valores de $q_{7,10}$ obtidos com base na série histórica de vazões terem sido utilizados como referência, a quantificação dos processos hidrológicos depende das informações observadas localmente, que devem ser confiáveis e representativas (REIS et al., 2008). No entanto, medições de vazões também são passíveis de erros, independentemente do método utilizado.

Quadro 8. Valores de vazão mínima específicos ($q_{7,10}$) obtidos pela série histórica e pelo modelo proposto, erro relativo percentual e coeficiente de Willmott

Estação	$q_{7,10}$ ($L s^{-1} km^{-2}$)		Erro Relativo (%)
	Série histórica	Estimada	
42290000	1,58	2,22	- 40,40
42395000	1,92	1,69	11,77
42435000	1,43	1,53	- 7,17
42460000	2,81	3,58	- 27,38
42540000	2,20	2,61	- 18,38
42690001	1,31	2,10	- 59,39
42750000	1,50	1,65	- 10,65
42850000	0,96	1,27	- 31,95
42930000	1,53	1,62	- 6,39
Média Erro Relativo (em módulo)			23,72
Coeficiente de Willmott			0,86

Comparando-se os valores obtidos de $q_{7,10}$ com base na série histórica de vazões com os valores estimados a partir de dados hidroclimáticos, observa-se que o erro relativo percentual variou de +11,77 a

-59,39%, com média, em módulo, de 23,72%, e que os valores apresentaram uma tendência de superestimativa da $q_{7,10}$.

O coeficiente de Willmott apresentou valor de 0,86, mostrando que o desempenho da metodologia avaliada é bom, já que esse valor esteve próximo de 1.

Na Figura 10 é apresentada a dispersão entre os valores calculados de $q_{7,10}$ com base na série histórica de vazões e os valores estimados a partir de dados hidroclimáticos.

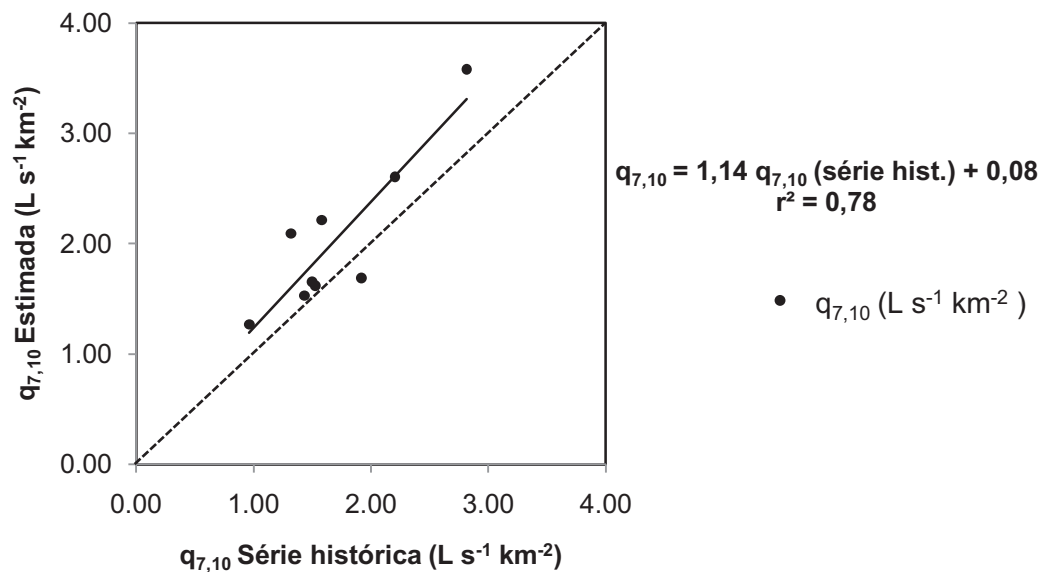


Figura 10. Dados obtidos de $q_{7,10}$ pela série histórica e estimados pelo modelo proposto.

A reta representativa da função identidade (linha tracejada) permite evidenciar que o modelo hidrológico apresenta tendência em superestimar os valores de $q_{7,10}$. Esse resultado indica a presença de um viés no modelo de estimativa da $q_{7,10}$.

Pela análise da Figura 10 evidencia-se que a utilização do modelo de estimativa da $q_{7,10}$ com base no balanço hídrico permitiu uma considerável explicação do comportamento da $q_{7,10}$. Os valores do coeficiente angular (1,14) e linear (0,08) são próximos da equação de ajuste ideal, que seria $y=x$.

4.3. Avaliação da tendência de variação, até o final do século XXI, da disponibilidade hídrica em nove seções da hidrografia do rio Paracatu

Nas Figuras 11, 12, 13, 14, e 15 são apresentados os valores de $q_{7,10}$ e BH_6 ao longo das décadas (2011 a 2091) para as nove estações fluviométricas.

Os números do eixo das abscissas representam as décadas, sendo: 1 (2011 a 2020), 2 (2021 a 2030), 3 (2031 a 2040), 4 (2041 a 2050), 5 (2051 a 2060), 6 (2061 a 2070), 7 (2071 a 2080), 8 (2081 a 2090), e o último período de nove anos, representado pelo número 9 (2091 a 2099).

A linha tracejada representa a linha de tendência dos dados, a linha contínua em preto os limites do intervalo de confiança para os parâmetros $q_{7,10}$ e BH_6 com um nível de confiança de 95%, e a linha cinza mais espessa, com um nível de confiança de 99%.

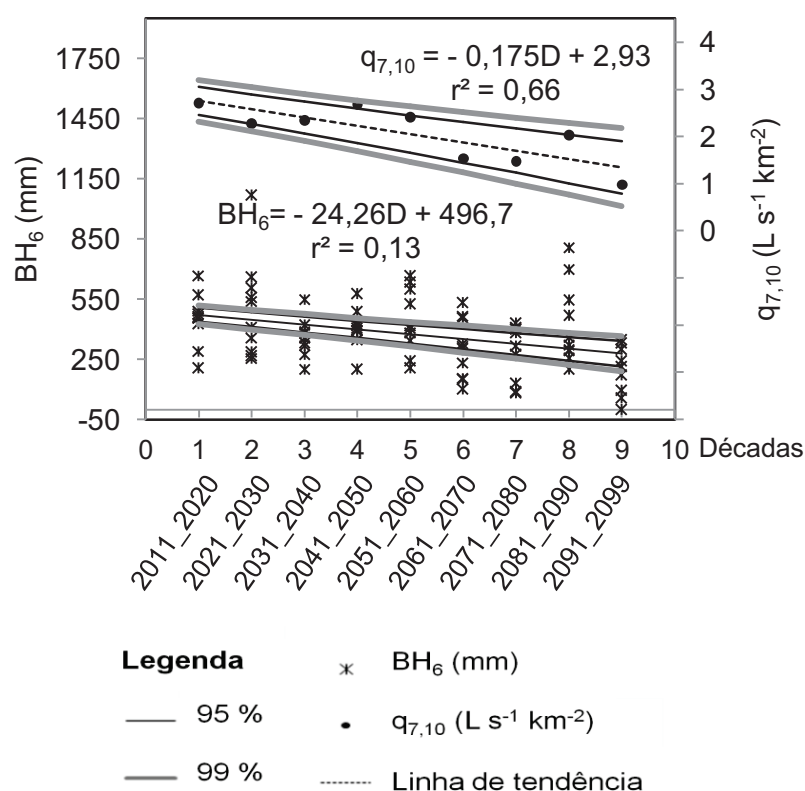
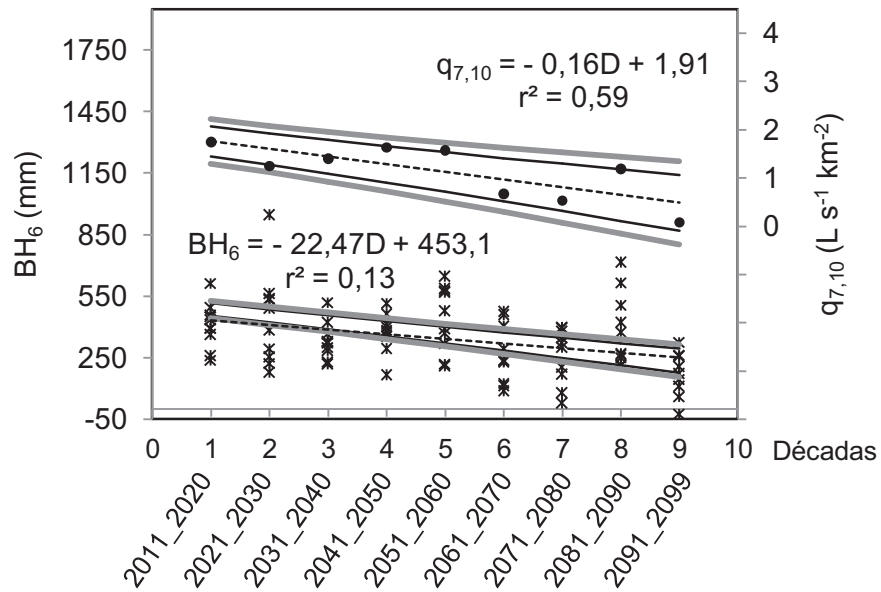
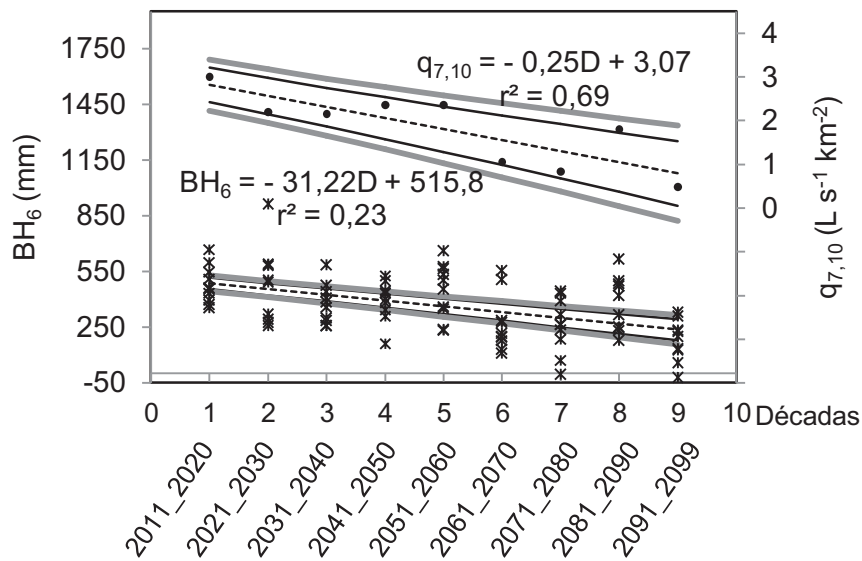


Figura 11. Valores de $q_{7,10}$ e BH_6 ao longo das décadas (2011 a 2091) para a estação fluviométrica 42290000.



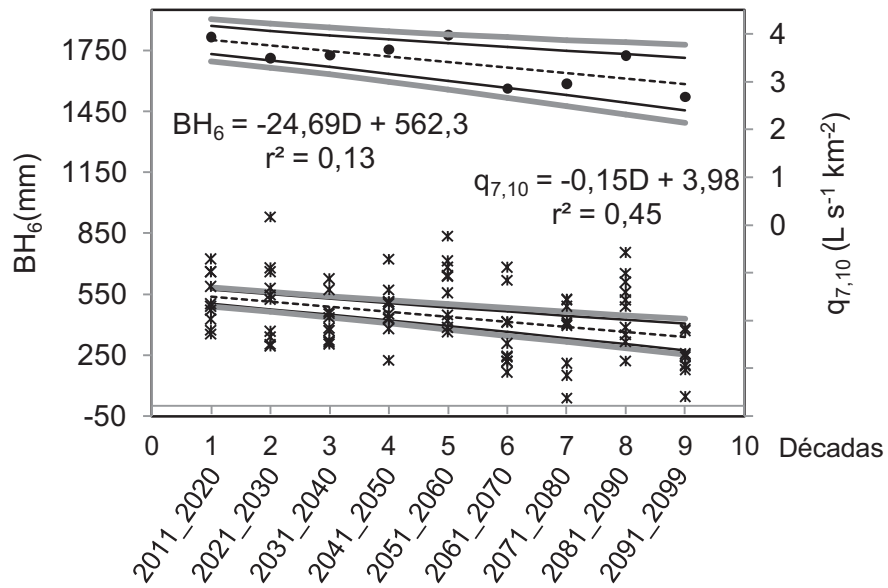
(a)



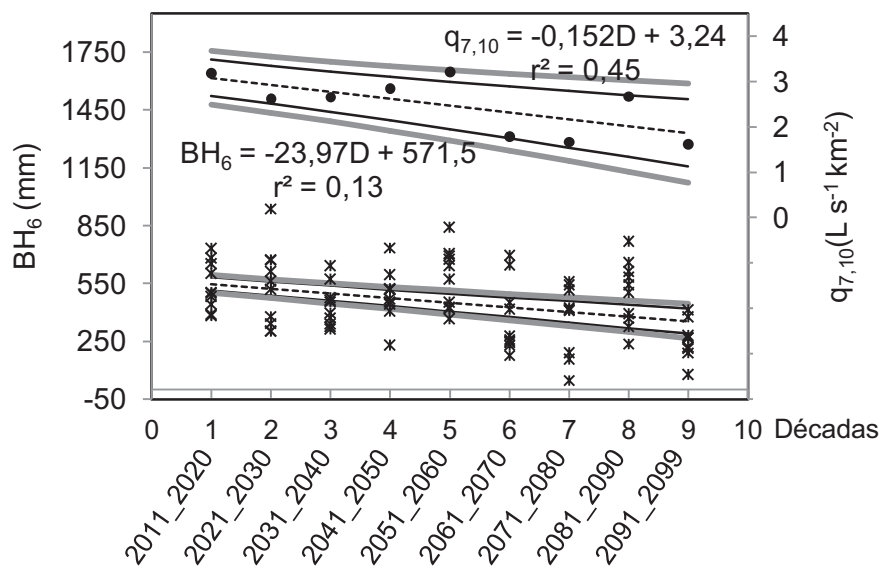
(b)

Legenda	* BH ₆ (mm)
— 95 %	• q _{7,10} (L s ⁻¹ km ⁻²)
— 99 %	----- Linha de tendência

Figura 12. Valores de $q_{7,10}$ e BH_6 ao longo das décadas (2011 a 2091) para as estações fluviométricas 42395000 (a) e 42435000 (b).



(a)

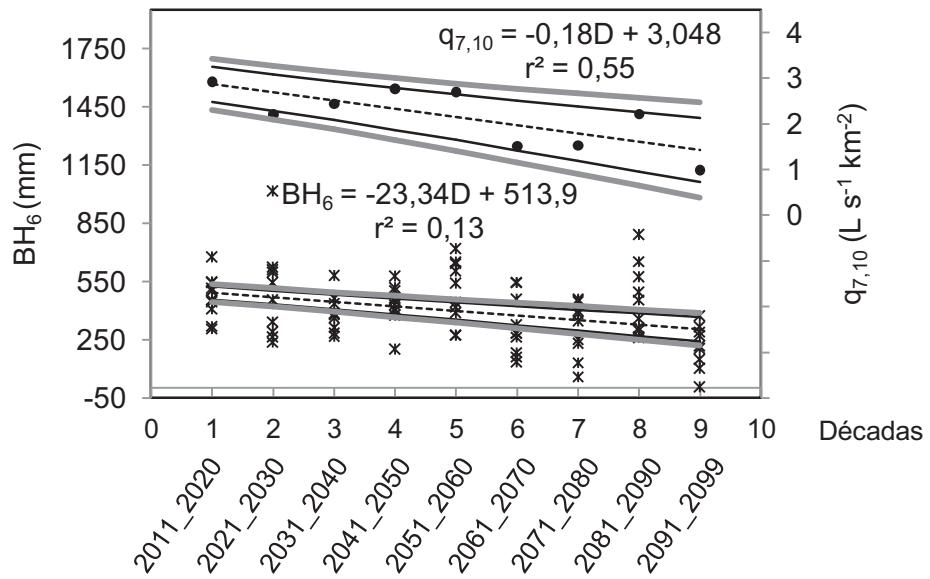


(b)

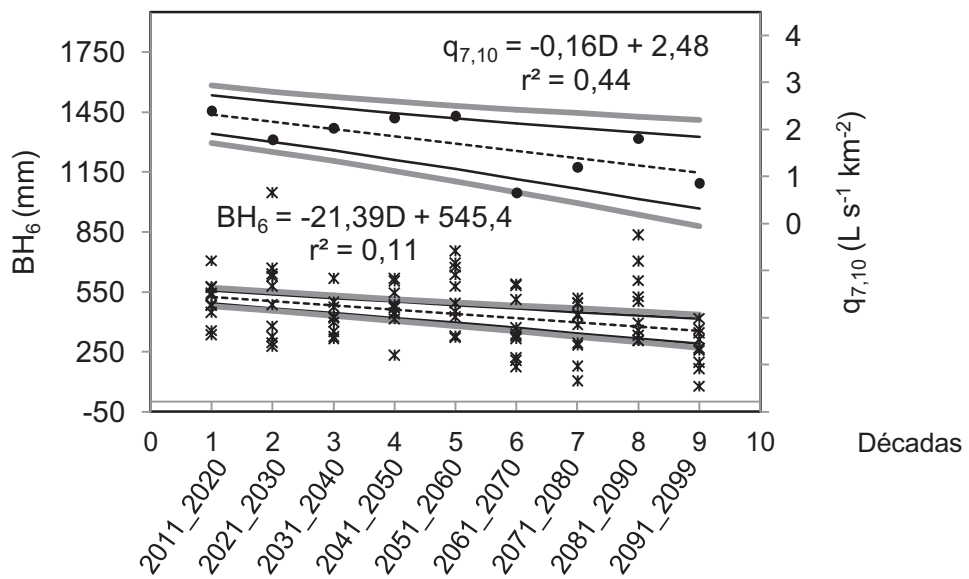
Legenda

- * BH₆ (mm)
- q_{7,10} (L s⁻¹ km⁻²)
- 95 %
- 99 %
- Linha de tendência

Figura 13. Valores de $q_{7,10}$ e BH_6 ao longo das décadas (2011 a 2091) para as estações fluviométricas 42460000 (a) e 42540000 (b).



(a)

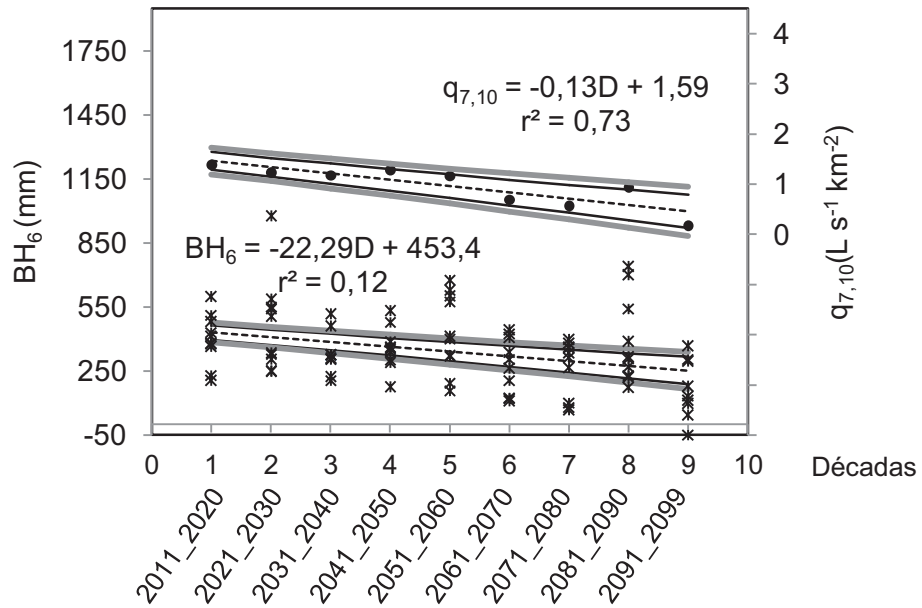


(b)

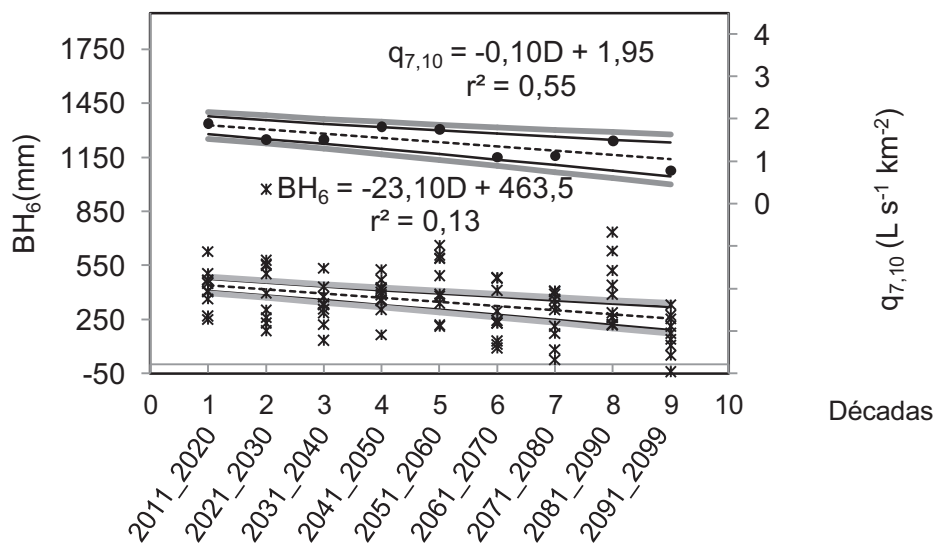
Legenda

- * BH₆ (mm)
- q_{7,10} (L s⁻¹ km⁻²)
- 95 %
- 99 %
- Linha de tendência

Figura 14. Valores de $q_{7,10}$ e BH_6 ao longo das décadas (2011 a 2091) para as estações fluviométricas 42690001 (a) e 42750000 (b).



(a)



(b)

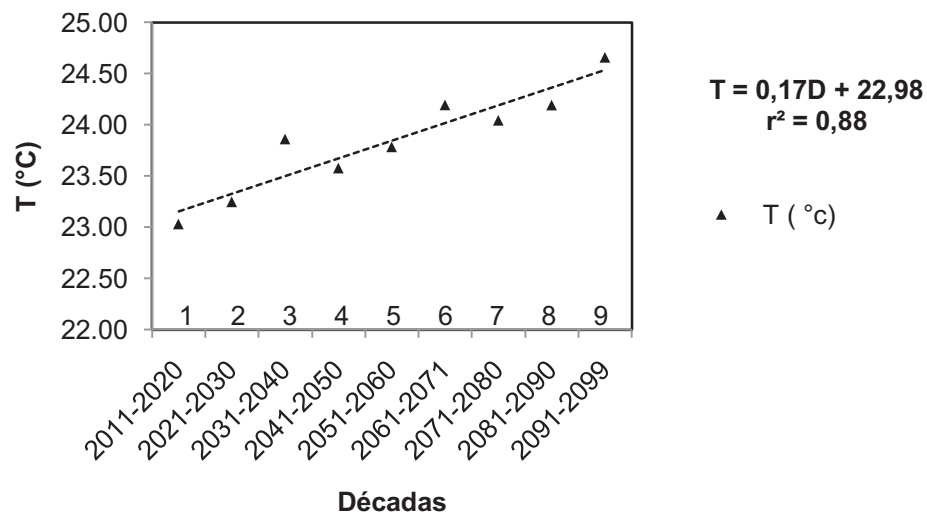
Legenda

- * BH₆ (mm)
- q_{7,10} (L s⁻¹ km⁻²)
- 95 %
- 99 %
- Linha de tendência

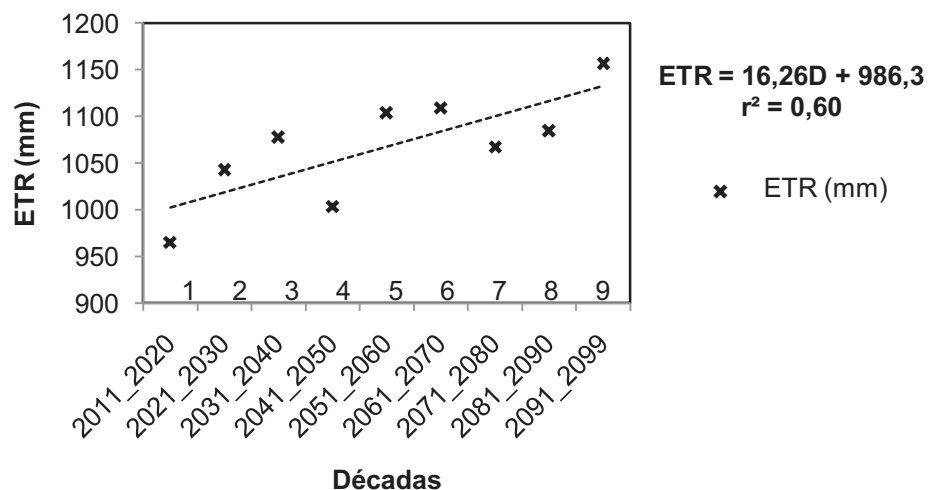
Figura 15. Valores de $q_{7,10}$ e BH_6 ao longo das décadas (2011 a 2091) para as estações fluviométricas 42850000 (a) e 42930000 (b).

Numa análise geral das nove estações fluviométricas, observou-se que todas apresentaram tendência significativa ao nível de 5% de redução do BH_6 e da $q_{7,10}$ ao longo do século XXI.

Essa diminuição do balanço hídrico e da $q_{7,10}$ é decorrente do aumento esperado da temperatura, que causou, conseqüentemente, um acréscimo na ETR (Figura 16). Tanto a temperatura como a ETR apresentaram tendência de aumento significativa ao nível de 5%.



(a)



(b)

Figura 16. Temperatura média anual (a) e evapotranspiração média anual (b) para as décadas de 2011 a 2091.

A temperatura apresentou uma tendência de aumento de 1,6 ° C, o que resultou em um aumento de quase 20% na ETR.

As culturas predominantes na bacia, que são a soja, milho e feijão, irão requer uma quantidade maior de água para suprir suas necessidades, porém, a tendência da precipitação para o futuro é de diminuição (Figura 17).

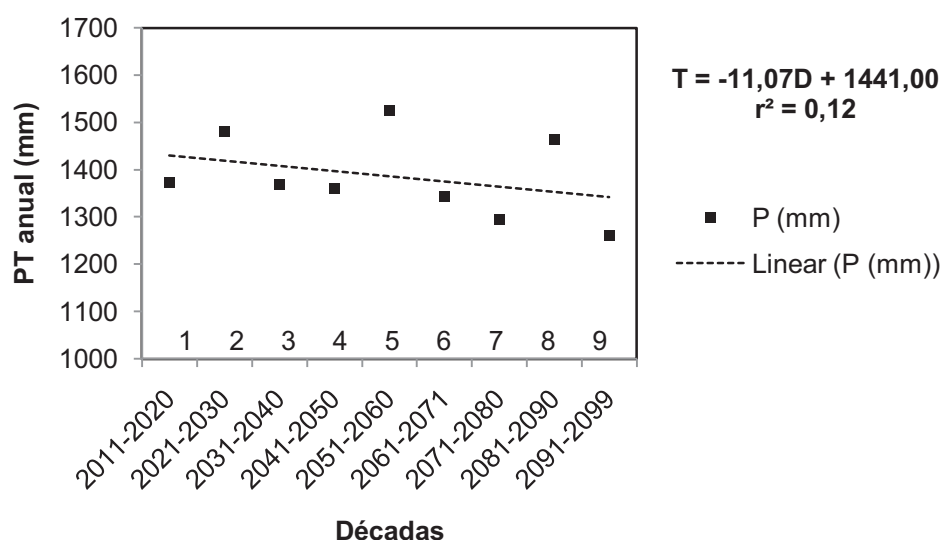


Figura 17. Precipitação total anual média para as décadas de 2011 a 2091.

Embora não seja significativa ao nível de 5 % de significância, a precipitação apresentou tendência de diminuição, o que agravaria o quadro já existente de escassez hídrica na sub-bacia do Paracatu.

Quando da análise particularizada por seção, o que se evidenciou foi que quatro seções da hidrografia, 42395000, 42435000, 42750000 e 42850000 chegaram a apresentar valores nulos no limite inferior do intervalo de confiança para o parâmetro $q_{7,10}$, com um nível de confiança de 99% na década 2091-2099.

Esse fato indica que nessas quatro seções, há uma tendência de que, pelo menos uma vez a cada 10 anos, o rio provavelmente seque por sete dias consecutivos. Este comportamento pode ser explicado pelo fato dessas estações fluviométricas terem apresentado o menor balanço hídrico acumulado dos seis meses anteriores ao início do período de recessão (BH_6) na década 2091-2099, como pode ser evidenciado no Quadro 9.

Quadro 9. Balanço hídrico acumulado dos seis meses anteriores ao início do período de recessão (BH₆) na década 2091-2099 para cada estação fluviométrica

Código	Estação Fluviométrica	BH₆ (mm)
42435000	Fazenda Barra da Égua	234,87
42750000	Caatinga	245,00
42395000	Santa Rosa	250,86
42850000	Cachoeira das Almas	252,88
42930000	Porto do Cavalo	255,68
42290000	Ponte da BR-040	278,34
42690001	Porto da Extrema	303,84
42460000	Fazenda Limeira	340,17
42540000	Santo A. Boqueirão	355,79

As outras estações, mesmo apresentando baixas magnitudes, não apresentaram valores nulos no limite inferior do intervalo de confiança para o parâmetro $q_{7,10}$ na década 2091-2099.

As estações fluviométricas 42395000, 42435000, 42750000 e 42850000 também apresentaram as maiores variações entre os valores de $q_{7,10}$ da década de 2011-2020 e 2091-2099. No Quadro 10 são apresentados os valores de $q_{7,10}$ calculados a partir das equações de regressão da $q_{7,10}$ (Figuras 11, 12, 13, 14, e 15) para cada estação fluviométrica, para a década de 2011-2020 e para a década de 2091-2099, bem como a variação entre os valores de $q_{7,10}$ entre as duas décadas.

As variações da $q_{7,10}$ entre as décadas de 2011-2020 e 2091-2099 foram de -31 a -73%, apresentando portanto, diminuição da vazão em todas as estações analisadas, com uma evidente queda de até 73%. A média de variação foi aproximadamente -54%, ou seja, a disponibilidade hídrica natural na última década poderá, provavelmente, ser reduzida pela metade.

As maiores variações observadas nas estações 42435000, 42750000, 42395000 e 42850000 merecem especial atenção pela magnitude da variação da $q_{7,10}$ e pela situação atual de disponibilidade hídrica das sub-bacias onde estas estações se encontram.

Quadro 10. Valores de $q_{7,10}$ calculados a partir da equação de regressão $q_{7,10}$ para cada estação fluviométrica, para a década 2011-2020 e para a década 2091-2099, e, a variação dos valores de $q_{7,10}$ da década de 2091-2099 em relação á década de 2011-2020

Código	Est. Fluviométrica	Curso d'água	$q_{7,10}$ (L s ⁻¹ km ⁻²)		
			2011-2020	2091-2099	Δ (%)
42435000	Faz. Barra da Égua	Rib. Barra da Égua	1,76	0,48	-73
42750000	Caatinga	Rio Paracatu	2,82	0,82	-71
42395000	Santa Rosa	Rio Paracatu	1,46	0,42	-71
42850000	Cacho. das Almas	Rio do Sono	2,32	1,04	-55
42930000	Porto do Cavalo	Rio Paracatu	2,76	1,36	-51
42290000	Ponte da BR-040	Rio Paracatu	2,87	1,43	-50
42690001	Porto da Extrema	Rio Paracatu	1,85	1,05	-43
42460000	Fazenda Limeira	Rio Preto	3,09	1,87	-39
42540000	Santo A. Boqueirão	Rio Preto	3,83	2,63	-31

A estação fluviométrica Fazenda Barra da Égua (42435000) que obteve maior variação de $q_{7,10}$ (73%), está localizada na sub-bacia Entre Ribeiros, que já sofre uma crise no que diz respeito à disponibilidade hídrica, apresentando um quadro crescente de escassez (OLIVEIRA, 2011). Pruski et al. (2007) evidenciaram que, nesta sub-bacia, a irrigação é responsável por mais de 92% do total consumido e que, mais especificamente na seção correspondente à estação Fazenda Barra da Égua, a vazão estimada como de retirada pela irrigação, na área de contribuição correspondente a esta seção, no mês de maior requerimento de irrigação (agosto), representou, em 1996, 87,1% da $q_{7,10}$, ou seja, muito acima do permitido pela legislação. Se a situação já é crítica no presente, com a diminuição da $q_{7,10}$ evidenciada neste trabalho, a tendência é de agravamento.

A estação 4285000 está localizada na sub-bacia do rio do Sono, onde os usos mais expressivos dos recursos hídricos são o abastecimento para o consumo humano, a dessedentação de animais e, principalmente, a agricultura irrigada de hortaliças e plantas frutíferas (IGAM, 2006). Segundo

Moreira et al. (2012), apesar de possuir apenas 29 outorgas vigentes, a sub-bacia apresenta regiões com conflitos pelo uso da água.

As estações 42750000 e 42395000 estão localizadas no rio Paracatu, rio principal da sub-bacia do Paracatu.

A redução da disponibilidade hídrica estimada na sub-bacia do Paracatu, consequência do aumento da evapotranspiração real e diminuição da precipitação projetada pelas mudanças climáticas, tenderia a agravar ainda mais a situação já existente de conflito pelo uso da água na bacia do Paracatu, que é predominantemente agrícola e dependente da irrigação.

Porém essa tendência de redução da disponibilidade hídrica se opõe à evidenciada por Mello et al. (2008), que relataram aumento nas vazões mínimas também para a bacia do Paracatu, para o mesmo período. Essa diferença de comportamento pode ser explicada pelo fato dos autores terem utilizado o modelo de circulação global HadCM3, resolução espacial de 250 km, enquanto neste trabalho, foi utilizado o modelo regional ETA, resolução espacial de 40 km.

Modelos globais, de um modo geral, não representam adequadamente eventos extremos (WILBY et al., 2004), enquanto que modelos regionais permitem a avaliação de impactos em áreas menores, e a melhoria na resolução espacial permite a análise mais detalhada dos impactos locais (GONDIM et al., 2008).

Outra causa da diferença de tendência da disponibilidade hídrica natural entre o trabalho de Mello et al. (2008) e o presente trabalho pode estar relacionada ao fato dos autores terem utilizados outros cenários de simulação futura, A2 e B2, que são os cenários extremos, e o cenário utilizado neste trabalho foi o A1B, que é intermediário. Porém, Mello et al. (2008) evidenciaram que a partir de 2060 ocorreu uma redução na precipitação anual em relação ao período de 2001 a 2059 para o cenário B2 e, embora todas as seções da hidrografia terem apresentado tendência de crescimento da $q_{7,10}$, esta não foi significativa para nenhuma das 21 seções da hidrografia estudadas no cenário B2.

Na sub-bacia do Paracatu a agricultura tem papel preponderante e é bastante rentável, sendo que se destacam as culturas de grãos, como a soja e o milho. A dependência da agricultura nessa bacia a torna mais vulnerável

às mudanças climáticas. Ao se considerar que a condição climática será alterada, esse cenário de diminuição da disponibilidade hídrica natural irá comprometer a agricultura na bacia, composta basicamente pela cultura irrigada de grãos.

Temperaturas mais elevadas induzem ao aumento da evapotranspiração das culturas, fazendo com que a demanda por água seja maior. Assim, um maior volume de água tende a ser captado, e a necessidade de expansão da área irrigada pode ocorrer. Com a tendência natural de aumento do uso da água no futuro, seja pelo aumento populacional, culminando numa maior necessidade por alimentos, seja pela disponibilidade de terras com aptidão para uso na agricultura irrigada, os conflitos pelo uso da água tendem a aumentar. Portanto, existe expectativa de aumento da demanda de água no futuro, mas não há previsão de aumento de sua disponibilidade natural.

Porém, medidas de adaptação aos impactos das mudanças climáticas podem ser tomadas, como introdução de culturas mais eficientes no uso da água, desenvolvimento de estratégias de conservação da água, adoção de métodos mais eficientes de irrigação (PELLEGRINO et al., 2007). Medidas político-econômicas devem prever o apoio a investimentos destinados à melhoria da infra-estrutura de irrigação, passando a utilizar aquelas mais econômicas, que exigem a captação de menores volumes de água (BEYRUTH, 2008).

A análise do efeito das mudanças climáticas também deve ter especial atenção por parte dos órgãos responsáveis pela gestão dos recursos hídricos, sendo que a quantificação do efeito decorrente de tais mudanças climáticas poderá permitir a definição de estratégias para garantir a disponibilidade hídrica necessária. A escassez de informações desta natureza inviabiliza a adoção de um adequado programa de gestão e planejamento dos recursos hídricos, o que pode intensificar a ocorrência de conflitos pelo uso da água.

5. CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos se chegou às seguintes conclusões:

- o modelo obtido com base em dados hidroclimáticos, estima satisfatoriamente os valores das vazões mínimas de sete dias consecutivos e período de retorno de 10 anos; e,

- estimou-se tendência de redução no balanço hídrico e na $q_{7,10}$ até o fim do século XXI, sendo que quatro das nove estações estudadas apresentaram valores nulos no limite inferior do intervalo de confiança com um nível de confiança de 99% para o parâmetro $q_{7,10}$, na década 2091-2099. Isto indica que nessas quatro seções, pelo menos uma vez a cada 10 anos, o rio provavelmente secará por sete dias consecutivos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCANO, J.; PETRA, D.; HENRICH, T.; KASPAR, F.; LEHNER, B.; ROESCH, T.; SIEBERT, S. Global estimates of water withdrawals and availability under current and future “business-as-usual” conditions. **Hydrological Sciences Journal**, v. 48, p. 339-348, 2003.

ALCAMO, J.; DRONIN, N.; ENDEJAN, M.; GOLUBEV, G.; KIRILENKO, A. A new assessment of climate change impacts on food production shortfalls and water availability in Russia. **Global Environmental Change**, v. 17, p. 429-444, 2007.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop requirements. **Irrigation and Drainage**. Paper No. 56, FAO, Italy, 1998.

ANA – Agência Nacional de Águas. **A evolução da gestão dos recursos hídricos no Brasil**. Brasília: ANA, 2002. 64p. Edição comemorativa do Dia Mundial da Água.

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Disponibilidade e demandas de recursos hídricos no Brasil**. Brasília: ANA, 2007. 123p.

ARNELL, N.W. Climate change and global water resources: SRES emissions and socioeconomic scenarios. **Global Environmental Change**, v. 14, p. 31-52, 2004.

ASHBY, M. Modelling the water and energy balances of Amazonian rainforest and pasture using Anglo-Brazilian Amazonian climate observation

study data. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v.94, n.1, p.79-101, 1999.

BARNETT, T.P.; ADAM, J.C.; LETTENMAIER, D.P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. **Nature**, v. 438, p. 303-309, 2005.

BEYRUTH, Z. Água, agricultura e as alterações climáticas globais. **Tecnologia e Inovação Agropecuária**, v. 1, n. 1, Água na Agropecuária - Série Técnica Apta, p. 73-88, 2008.

BINDER, L.C.W. Climate change and watershed planning in Washington State. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 42, p.915-926, 2006.

BOF, L.H.N.; PRUSKI, F.F.; SILVA, L.M.C.; JUSTINO, F.B. Analysis of appropriate timescales for water diversion permits in Brazil. **Environmental Management (New York)**, v. 1, p. 1-11, 2012.

BONELL, M.; BALEK, J. Recent scientific developments and research needs in hydrological processes of the Humid Tropics. In: BONELL, M.; HU, F.W.; SCHMIDT, M.M.; GLADWELL, J.S. **Hydrology and water management in the Humid Tropics: Hydrological research and strategies for water management**. Cambridge: Cambridge University Press and UNESCO, p.167-260, 1993.

BRASIL – Governo Federal. MINAS GERAIS; Governo do estado. DISTRITO FEDERAL. **Plano diretor de recursos hídricos da bacia do rio Paracatu – PLANPAR**. [S. l.]: Belo Horizonte, 1996. v.1, T.1.149 p. CD-ROM.

CHEN, J.; ADAMS, B.J. Integration of artificial neural networks with conceptual models in rainfall-runoff modeling. **Journal of Hydrology**, v.318, p. 232–249, 2006.

CHOU, S.C. Modelo Regional Eta. **Climanálise**, v.1, n.Ed. Especial, p. 203-207, 1996.

CHOU, S.C.; MARENGO, J.A.; LYRA, A.A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J.F.; ALVES, L.M.; KAY, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.J.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. **Climate Dynamics**, p. 635-653, 2011.

COLLINS, M.; BOOTH, B.B.B.; HARRIS, G.R.; MURPHY, J. M.; SEXTON, D. M. H.; WEBB, M. J. Towards Quantifying Uncertainty in Transient Climate Change. **Climate Dynamics**, v. 27, p.127-147, 2006.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. Simulação hidrológica de grandes bacias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.6, n. 1, p. 95-118, 2001.

COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo Hidrologia**. Disponível em: http://galileu.iph.ufrgs.br/collischonn/apostila_hidrologia/apostila.html. Acesso em: 02 junho de 2012.

D'ANGIOLELLA, G.L.B.; VASCONCELLOS, V.L.D. BHÍDRICO GD 4.0-2004: Planilha eletrônica para cálculo do balanço hídrico climatológico. **Revista Bahia Agrícola**, v.6, n.3, p. 14-16, 2004.

D'ANGIOLELLA, G.; VASCONCELLOS, V.L.D.; ROSA, J.W.C. Estimativa e espacialização do balanço hídrico na mesorregião sul da Bahia. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2005, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBSR, 2005. 1 CD-ROM.

DEMANDORO, A.C.; MARIOTONI, C. A.; BETTINE, S.C. A Escala Demográfica no Planeta e a Demanda por Recursos Hídricos: Cenários para o Desenvolvimento Sustentável. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 1999, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: ABRH, 1999. 1 CD-ROM.

DEWANDEL, B.; LACHASSAGNE, P.; BAKALOWICZ, M.; WENG, P. H.; AL-MALKI, A. Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite had-rock aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 274, p. 248-269, 2002.

EAGLESON, P.S. Climate, soil and vegetation. **Water Resources Research**, v. 14, p. 705-712, 1978.

FEITOSA, F.A.C.; FILHO, J.M.; FEITOSA, E.C.; DEMETRIO, J.G.A. **Hidrogeologia: Conceitos e aplicações**. 3 ed. Revis. e ampl. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, LABHID, Rio de Janeiro, 2008, 812 p.

FERREIRA, P.A.; EUCLYDES, H.P. **Recursos hídricos e tecnologia necessária aos projetos hidroagrícolas: bacia do Paracatu**. Viçosa, MG: UFV/DEA, 1997, 200 p.

FREITAS, M.A.V.; SANTOS, A.H.M. **Perspectivas de gestão e informações de recursos hídricos**. O Estado das Águas no Brasil. Brasília: SIH/ANEEL, MMA, SRH, 1999. 336 p.

FETTER, C.W. **Applied Hydrogeology**. 4 ed. Prentice Hall, Inc. Upper Saddle River, New Jersey, 2001, 598 p.

GARDNER, L.R. Assessing the effect of climate change on mean annual runoff. **Journal of Hydrology**, v. 379, n. 3-4, p. 351-359, 2009.

GETIRANA, A.C.V.; AZEVEDO, J.P.S.; MAGALHÃES, P.C. Conflitos pelo uso da água no Setor Agrícola no Norte Fluminense (II): Processo Decisório Através do Modelo Grafo para Solução de Conflitos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n. 2, p. 39-50, 2007.

GILLIESON, D.S. **Caves: Processes, development, management**. Malden: Blackwell Publishers, 1996, 336 p.

GONÇALVES, J.A.C.; SCUDINO, P.C.B.; SOBREIRA, F.G. Reservas Renováveis e Caracterização dos Aquíferos Fissurais do Leste da Zona da Mata de Minas Gerais e Adjacências. **Revista Instituto de Geociências – USP. Geol. USP Sér. Cient.** [online] São Paulo, v. 5, n. 1, p. 19-27, 2005.

GONDIM, R.S.; CASTRO, M.A.H.; MEDEIROS, S.R.; TEIXEIRA, A.S.; FUCK, Jr., S.C.F. Mudanças climáticas e impactos na necessidade hídrica

das culturas perenes na Bacia do Jaguaribe, no Estado do Ceará. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 43, n. 12, p. 1657-1664, 2008.

HAY, L.E.; CLARK, M.P. Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States. **Journal of Hydrology**, v. 282, p. 56-75, 2003.

IGAM - Instituto Mineiro de Gestão das Águas. **Plano diretor de recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio Paracatu**. Belo Horizonte: Instituto Mineiro de Gestão das Águas; Comitê da sub-bacia hidrográfica do rio Paracatu, 2006. 384 p.

IPCC. Climate change 2001: Impacts, adaptation, and vulnerability. In: MCCARTHY, J.J. **Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge: Cambridge University Press, 2001, 1032 p.

IRC, "The World's Water: Is There Enough? World Water Day for 1997", Water Newsletter, n.247, February 1997, **International Water Supply and Sanitation Centre**, The Hague, The Netherlands, 1997.

KROL, M.; JAEGER, A.; BRONSTERT, A.; GÜNTNER, A. Integrated modelling of climate, water, soil, agricultural and socio-economic processes: A general introduction of the methodology and some exemplary results from the semi-arid north-east of Brazil. **Journal of Hydrology**, v.328, p. 417-31, 2006.

LABAT, D.; GODDÉRIS, Y.; PROBST, J.L.; GUYOT, J.L. Evidence for global runoff increase related to climate warming. **Advances in Water Resources**, v. 27, n. 6, p. 631-642, 2004.

MAILLET, E. **Essais d'hydraulique souterraine et fluviale**. Librairie Scientifique A. Hermann, Paris, 1905, 218 p.

MARENGO, J.A.; CHOU, S.C.; KAY, G.; ALVES, L.M.; PESQUERO, J.F.; SOARES, W.R.; SANTOS, D.C.; LYRA, A.A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.;

CHAGAS, D.J.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins. **Climate Dynamics**, v. 23, p. 1829-1848, 2011.

MELLO, C.R.; LIMA, J.M.; SILVA, A.M. Simulação do deflúvio e vazão de pico em microbacia hidrográfica com escoamento efêmero. **Revista Brasileira de Engenharia**, v.11, n.4, p. 410-419, 2007.

MELLO, E.L.; OLIVEIRA, F.A.; PRUSKI, F.F.; FIGUEIREDO, J.C. Efeito das mudanças climáticas na disponibilidade hídrica da bacia hidrográfica do Rio Paracatu. **Engenharia Agrícola**, v. 28, n. 4, p. 635-644, 2008.

MENG, D.; MO, X. Assessing the effect of climate change on mean annual runoff in the Songhua River basin, China. **Hydrological Processes**, v. 26, p. 1050-1061, 2012.

MILLY, P.C.D.; DUNNE, K.A.; VECCHIA, A.V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. **Nature**, v. 438, p. 347-350, 2005.

MIRANDA, A.C.R. **Métodos de separação dos escoamentos superficial direto e subterrâneo: estudo de caso para a bacia do rio das velhas**. 2012. 103 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.

MOREIRA, M.C; SILVA, D.D; PRUSKI, F.F; LARA, M.S. Índices para Identificação de Conflitos pelo Uso da Água: Proposição Metodológica e Estudo de Caso. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.17, p. 7-15, 2012.

MURPHY, J. An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2256-2284, 1999.

NOVAES, L.F. **Modelo para a quantificação da disponibilidade hídrica na bacia do Paracatu**. 2005. 104p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.

NOVAES, L.F.; PRUSKI, F.F.; QUEIROZ, D.O.; RODRIGUEZ, R. del G.; SILVA, D.D.; RAMOS, M.M. Modelo para a quantificação da disponibilidade hídrica: Parte 1 — obtenção da equação de recessão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 1, p. 15-26, 2009a.

NOVAES, L.F.; PRUSKI, F.F.; QUEIROZ, D.O.; RODRIGUEZ, R. del G.; SILVA, D.D.; RAMOS, M.M. Modelo para a quantificação da disponibilidade hídrica: Parte 2 – análise do comportamento do modelo para a estimativa da $Q_{7,10}$ na bacia do Paracatu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 1, p. 27-39, 2009b.

OLIVEIRA, J.R.S. **Otimização do aproveitamento da disponibilidade de águas superficiais na bacia do Ribeirão Entre Ribeiros**. 2011. 86 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2011.

OLIVEIRA, L.F.C.; FIOREZE, A.P. Estimativas de vazões mínimas mediante dados pluviométricos na Bacia Hidrográfica do Ribeirão Santa Bárbara, Goiás. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.1, p. 9-15, 2011.

PAZ, V.P.S.; TEODORO, R.E.F.; MENDONÇA, F.C. Recursos hídricos, agricultura irrigada e meio ambiente. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.4, n.3, p.465-473, 2000.

PELLEGRINO, G.Q.; ASSAD, E.D.; MARIN, F.R. Mudanças Climáticas Globais e a Agricultura no Brasil. **Multiciência- UNICAMP**, v. 08, p. 139-162, 2007.

PEREIRA, S.B.; PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D.; RAMOS, M.M. Estudo do comportamento hidrológico do Rio São Francisco e seus principais afluentes. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, vol.11, n.6, p. 615-622, 2007.

PNRH – Plano Nacional de Recursos Hídricos. **Síntese executiva**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos – MMA, 2006. 135 p. 1 CD-ROM.

PRUSKI, F.F.; RODRIGUEZ, R.G.; NOVAES, L.F.; SILVA, D.D.; RAMOS, M.M.; TEIXEIRA, A.F. Impacto das vazões demandadas pela irrigação e pelos abastecimentos animal e humano, na bacia do Paracatu. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11(2), p.199-210, 2007.

RAMOS, M.M.; PRUSKI, F.F. Subprojeto 4.3 – Quantificação e análise da eficiência do uso da água pelo setor agrícola na bacia do São Francisco. In: Projeto gerenciamento integrado das atividades desenvolvidas em terra na bacia do São Francisco. ANA,/GEF/PNUMA/OEA. **Relatório Final**. Viçosa, MG. 2003. 190 p.

REIS, J.A.T.; GUIMARÃES, M.A.; BARRETO NETO, A.A.; BRINGHENTI, J. Indicadores regionais aplicáveis à avaliação do regime de vazão dos cursos d'água da Bacia Hidrográfica do Rio Itabapoana. **Geociências**, v.21, p. 509-516, 2008.

RODRIGUEZ, R.G.; PRUSKI, F.F.; NOVAES, L.F.; RAMOS, M.M.; SILVA, D.D.; TEIXEIRA, A.F. Estimativa da demanda de água nas áreas irrigadas da bacia do rio Paracatu. **Engenharia Agrícola**, v. 27, p.172-179, 2007.

SANTOS, R.A.; CRUZ, M.J.M.; NASCIMENTO, S.A.M. Avaliação da vulnerabilidade natural de aquíferos cársticos: subsídios para uma gestão dos recursos hídricos subterrâneos. **Cadernos de Geociências**, nº 7, p. 54-62, 2010.

SETTI, A.A.; LIMA, J.E.F.; CHAVES, A.G.M.; PEREIRA, I.C. **Introdução ao Gerenciamento de Recursos Hídricos**. Brasília: Agência Nacional de Energia Elétrica, Superintendência de Estudos e Informações Hidrológicas, 2ª ed. 2000, 207 p.

SILVA, R.F.G.; BACELLAR, L.A.P.; FERNANDES, K.N. Estimativa de parâmetros de aquíferos através do coeficiente de recessão em áreas de

embasamento cristalino de Minas Gerais. **Rem: Rev. Esc. Minas**, v. 63, n. 3 p. 465-471, 2010.

SILVEIRA, G.L.; TUCCI, C.E.M.; SILVEIRA, A.L.L. Quantificação de vazão em pequenas bacias sem dados. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 3, n. 3, p. 97-110, 1998.

SMAKHTIN, V.U. Low flow hydrology: a review. **Journal of Hydrology**, v.240, p.147-186, 2001.

SOUSA, H.T.; PRUSKI F.F.; BOF L.H.N.; CECON, P.R.; SOUZA, J.R.C. **Sistema Computacional para Análises Hidrológicas**, Brasília, DF: ANA; Viçosa, MG: UFV, 2009. 60p

SOUSA, W.S.; FREITAS, H.R.A.; TOMASELLA, J. Análise da Precipitação Prevista pelo Modelo Regional ETA Climático para a Região Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2010, Belém. **Anais...** Belém:CBMET, 2010. 1 CD-ROM.

TALLAKSEN, L.M. A review of baseflow recession analysis. **Journal of hydrology**, n. 165, p. 349-370,1995.

THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geography Review**, v.38, p.55-94, 1948.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. The water balance. **Publications in Climatology**, New Jersey: Drexel Institute of Technology, 1955. 104p.

TILMAN, D.; CASSMAN, K.G.; MATSON, P.A.; NAYLOR, R.; POLASKY, S. Agricultural sustainability and intensive production practices. **Nature**, v. 418, p. 671-677, 2002.

TOOD, D.K.; MAYS, L.W. **Groundwater Hydrology**. 3 ed. John Wiley & Sons, Inc. Hoboken, N. J., 2005, 636 p.

TUCCI, C.E.M. **Regionalização de vazões**. Porto Alegre: Ed. Universidade: UFRGS, 2002. 256 p.

TUCCI, C.E.M. **Hidrologia Ciência e Aplicação**. Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH). Porto Alegre: Editora da UFRGS, 3ª ed., 2004, 943 p.

VITVAR, T.; BURNS, D.A.; LAWRENCE, G.B.; McDONNELL, J.J.; WOLOCK, D.M. Estimation of baseflow residence times in watersheds from the runoff hydrograph recession: method and application in the Neversink watershed, Catskill Mountains, New York. **Hydrology Process**. v. 16, p. 1871-1877, 2002.

VOGEL, R.M.; KROLL, C.N. Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics. **Water Resources Research**, v. 28, p.2451–2458, 1992.

VÖRÖSMARTY, C.J.; GREEN, P.; SALISBURY, J.; LAMMERS, R.B. Global Water Resources: Vulnerability from Climate Change and Population Growth. **Science**, v.289, p. 284-288, 2000.

VRAC, M.; STEIN, M.L.; HAYHOE, K.; LIANG, X.Z. A general method for validating statistical downscaling methods under future climate change. **Geophysical Research Letters**, v. 34, 2007.

WILBY, R.L. **Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods**. Disponível em: http://www.ipcc-data.org/guidelines/dgm_no2_v1_09_2004.pdf. Acesso em: 05 de junho de 2012.

WILLMOTT, C.J. On the validation of models. **Physical Geography**, v. 2, n. 2, p. 184-194, 1981.

APÊNDICES

APÊNDICE A

Quadro 1.A. Valores do coeficiente de recessão anuais para as estações
fluviométricas estudadas

Ano	Estações fluviométricas								
	42930000	42850000	42750000	42690001	42540000	42460000	42435000	42395000	42290000
1980								0,0065	
1981		0,0052	0,0038	0,0039	0,0044	0,0046	0,0063	0,0040	0,0042
1982		0,0078	0,0070	0,0077	0,0055	0,0038	0,0092	0,0072	0,0081
1983		0,0060	0,0061		0,0065	0,0071	0,0084		
1984		0,0036	0,0044			0,0055	0,0052	0,0046	0,0040
1985	0,0062	0,0066	0,006	0,0066	0,0063		0,0071	0,0059	0,0056
1986		0,0053	0,0065	0,0067	0,0056		0,0054	0,0057	0,0054
1987		0,0063	0,0054	0,0098		0,0056	0,0037	0,0053	0,0050
1988	0,0063	0,0082	0,0066	0,0059	0,0051		0,008	0,0059	0,0062
1989	0,0042		0,0039		0,0050	0,0049	0,0018	0,0048	
1990			0,0041	0,0049		0,0043	0,01	0,0053	0,006
1991	0,0075		0,0075	0,0085	0,0069	0,0063	0,0018	0,0068	0,0079
1992	0,0053		0,0064	0,0058		0,0047		0,0059	0,0072
1993	0,0065		0,0064	0,0051	0,0062				0,0062
1994	0,0074		0,0076			0,0070	0,0064	0,0074	0,0087
1995	0,0074	0,0069	0,0066			0,0067	0,0076	0,0066	0,0080
1996	0,0060	0,0033		0,0051	0,0059	0,0057	0,0053	0,0043	0,0041
1997	0,0080	0,0091		0,0086	0,0078	0,0052		0,0076	0,0075
1998	0,0062	0,0064		0,0082	0,0066	0,0076	0,0050	0,0061	0,0057
1999			0,0041	0,0049	0,0068		0,0081	0,0067	0,0051
2000		0,0085	0,0064	0,0085	0,0067	0,0068	0,0086	0,0076	0,0081

APÊNDICE B

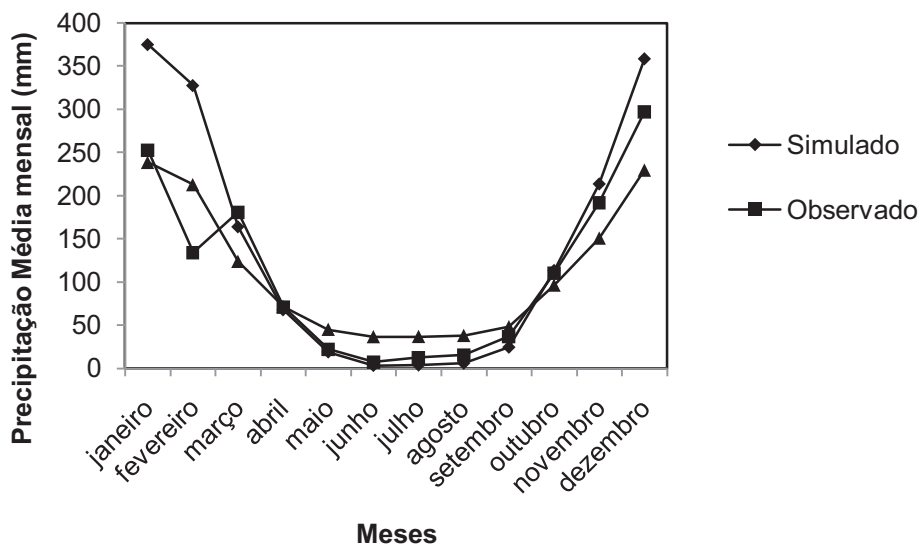


Figura 1.B. Comportamento da precipitação no período de 1982 a 1990 a partir de valores observados, valores simulados pelo modelo regional ETA sem correção, e valores simulados pelo modelo regional ETA corrigidos.

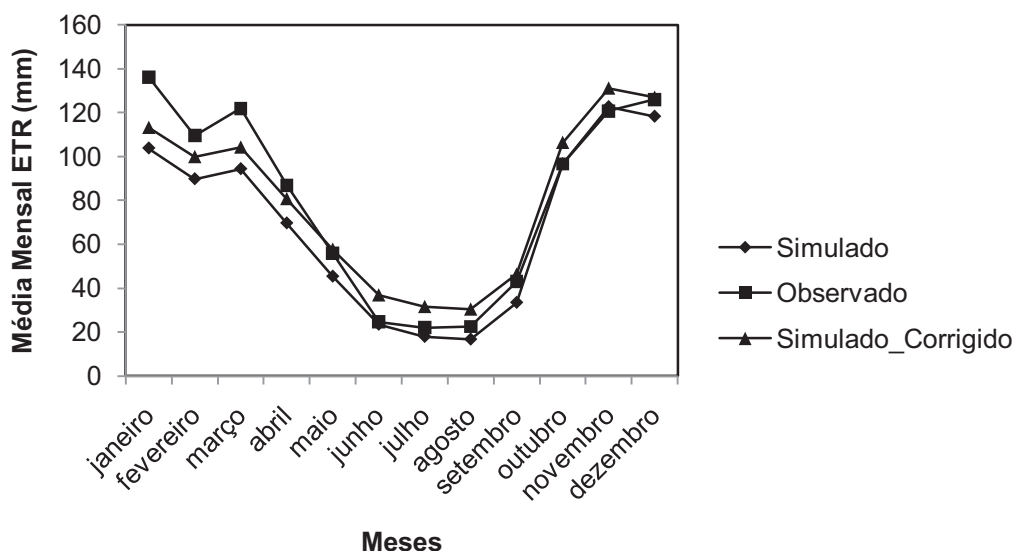


Figura 2.B. Comportamento da evapotranspiração real no período de 1982 a 1990 a partir de valores observados, de valores simulados de temperatura pelo modelo regional ETA sem correção, e de valores simulados de temperatura pelo modelo regional ETA corrigidos.