

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA FLORESTAL**

**ESTIMATIVA DE RECARGA DA BACIA DO RIO DAS
FÊMEAS ATRAVÉS DE MÉTODOS MANUAIS E
AUTOMÁTICOS**

**ANA CAROLINA LUCAS DOS SANTOS DE
ALBUQUERQUE**

ORIENTADOR: HENRIQUE MARINHO LEITE CHAVES

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM CIÊNCIAS FLORESTAIS

PUBLICAÇÃO: PPGEFL.DM 128/2009

BRASÍLIA/DF: SETEMBRO - 2009

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA FLORESTAL**

**ESTIMATIVA DE RECARGA DA BACIA DO RIO DAS
FÊMEAS ATRAVÉS DE MÉTODOS MANUAIS E
AUTOMÁTICOS**

**ANA CAROLINA LUCAS DOS SANTOS DE
ALBUQUERQUE**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA
FLORESTAL DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS REQUISITOS
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM ENGENHARIA FLORESTAL.**

APROVADA POR:

**Dr. HENRIQUE MARINHO LEITE CHAVES (Universidade de Brasília)
(ORIENTADOR)**

**Dr. ILDEU SOARES MARTINS (Universidade de Brasília)
(MEMBRO INTERNO)**

**Dr. CÍCERO LOPES DA SILVA (Universidade de Brasília)
(MEMBRO EXTERNO)**

DATA: BRASÍLIA, 09 de SETEMBRO de 2009.

FICHA CATALOGRÁFICA

ALBUQUERQUE, ANA CAROLINA LUCAS DOS SANTOS DE

Estimativa de recarga da bacia do Rio das Fêmeas através de métodos manuais e automáticos. 2009.

xv, 101 p., 210 x 297 mm (EFL/FT/UnB, Mestre, Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia).

Departamento de Engenharia Florestal

1. Recarga da água subterrânea

2. Separação de hidrogramas

3. Rio das Fêmeas - BA

I. EFL/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

ALBUQUERQUE., A. C. L. S. (2009). Estimativa de recarga da bacia do Rio das Fêmeas através de métodos manuais e automáticos. Dissertação de Mestrado em Engenharia Florestal, Publicação PPGENE.DM-128/2009, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 101p.

CESSÃO DE DIREITOS

AUTOR: Ana Carolina Lucas dos Santos de Albuquerque.

TÍTULO: Estimativa de recarga da bacia do Rio das Fêmeas através de métodos manuais e automáticos.

GRAU: Mestre

ANO: 2009

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte dessa dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Ana Carolina Lucas dos Santos de Albuquerque.
QN 120 Conjunto 01 Lote 01 Bloco 03 Apart. 803
Samambaia Sul – DF 72.304-051

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela oportunidade de estudar e a Nossa Senhora de Fátima por sempre interceder por mim nas horas mais difíceis.

Também quero agradecer a todas as pessoas que direta e indiretamente contribuíram para a realização dessa dissertação.

A toda a minha família: meus pais e irmãos que me auxiliaram nas horas que mais precisei, e um agradecimento muito especial ao meu marido, Luiz Henriques, que sempre me incentivou e me apoiou nas vezes em que quis desistir. Quero agradecer também aos meus filhos, Davi e Laura, por serem a razão da minha busca por algo melhor. Não posso deixar de agradecer também a minha sogra e aos meus cunhados que também me apoiaram.

À CAPES pela concessão da bolsa de estudo.

Ao meu orientador, Henrique Chaves, pelas muitas horas em que ficamos elaborando essa dissertação, pelo seu auxílio e conhecimento. Aos professores Koide e Ildeu, pela contribuição com os seus conhecimentos.

Aos meus queridos amigos: Leiliane, Joana, Paula, Mírian, Patrícia, Camila, Raquel, Frederico, Alex e a todos os amigos que fiz na UnB.

*Dedicado esse trabalho a Deus
e a minha família e amigos.*

RESUMO

ESTIMATIVA DE RECARGA DA BACIA DO RIO DAS FÊMEAS ATRAVÉS DE MÉTODOS MANUAIS E AUTOMÁTICOS.

Autor: Ana Carolina Lucas dos Santos de Albuquerque

Orientador: Henrique Marinho Leite Chaves

Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais

Brasília, setembro de 2009.

As águas subterrâneas apresentam um valor estratégico em muitas regiões, sendo consideradas em outros locais como único recurso disponível. Na região do oeste baiano, onde se encontra a bacia do Rio das Fêmeas, a água subterrânea tem sido progressivamente procurada como fonte de abastecimento, haja vista a baixa densidade de drenagem da região e a crescente demanda por água, principalmente, para projetos de irrigação. Os objetivos do presente estudo é a partir de dados de vazão calcular o escoamento de base e a recarga da água subterrânea por meio de métodos manuais e automáticos. Também será realizada a correlação e a comparação entre as metodologias, além de analisar o comportamento da bacia do Rio das Fêmeas por meio dos dados de vazão e de precipitação. Foi estimada a recarga da água subterrânea para o período de 1977 a 2007 por meio de duas metodologias, a primeira baseada nos métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e a segunda baseada nos métodos gráficos e automáticos de Rutledge e Daniel (1994). A precipitação média anual para a bacia do Rio das Fêmeas foi de 1121,83 mm/ano, e a vazão média anual foi de 50,28 m³/s. Ambas apresentando tendência de queda significativa ao longo dos anos. O escoamento de base médio encontrado para a bacia foi de 257,41 mm/ano. As recargas médias obtidas foram de 49,69 mm/ano e 200,54 mm/ano para as metodologias de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994), respectivamente. Os métodos de Arnold e Allen (1999) apresentaram taxas de recargas em torno dos 4% da precipitação, sendo inferiores aos métodos de Rutledge e Daniel (1994) que apresentaram taxas de recargas em torno dos 17%, porém todas essas taxas de recargas se encontram dentro do esperado para as características da região. Analisando as baixas taxas de recarga obtidas pelos métodos, devem ser desenvolvidas na região campanhas educativas para o uso consciente dos recursos hídricos e do valor econômico que a água apresenta, apesar de na bacia do Rio das Fêmeas o bombeamento da água subterrânea ainda ser realizado com taxas relativamente baixas.

ABSTRACT

ESTIMATES OF THE RECHARGE IN THE FEMEAS RIVER BASIN BY MANUAL AND AUTOMATIC METHODS.

Author: Ana Carolina Lucas dos Santos de Albuquerque

Supervisor: Henrique Marinho Leite Chaves

Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais

Brasília, september of 2009.

Groundwater have a strategic value in many areas, being considered in other locations as the only resource available. In the western Bahia, where the Fêmeas River basin is localized, the groundwater has been increasingly sought as a source of supply, given the low density of drainage in the region and the growing demand for water, mainly for irrigation projects. The objectives of this study are based on data flow to calculate the base flow and recharge of groundwater through automated and manual methods. It will also be carried out correlation and comparison of the methodologies, and analyzing the behavior of the river basin of females through the data flow and precipitation. The estimated groundwater recharge for the period 1977 to 2007 using two methods. The first was based on graphical methods and automatic Arnold and Allen (1999) and the second was based on graphical methods and automatic Rutledge and Daniel (1994). The mean annual precipitation for the Fêmeas River basin was 1121.83 mm / year and the mean flow was 50.28 m³/s/year. Both showed a significant decrease over the years. The mean base flow found for the basin was 257.41 mm/year. The mean recharge obtained were 49.69 mm/year and 200.54 mm /year for the methods of Arnold and Allen (1999) and Rutledge and Daniel (1994), respectively. The methods of Arnold and Allen (1999) estimated rates of recharge around 4% of the annual precipitation, being lower than the methods of Rutledge and Daniel (1994), that showed rates of recharge around 17%, but these rate are within the expected characteristics of the region. Given the low recharge rates obtained by the methods, water saving campaigns ought to be developed in the basin to release the groundwater sustainability.

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO	1
2 - REVISÃO DE LITERATURA.....	2
2.1 - HIDROLOGIA SUBTERRÂNEA	2
2.1.1 - Água subterrânea	2
2.1.2 - Processos de infiltração da água no solo	7
2.2 - SEPARAÇÃO DE HIDROGRAMAS	9
2.2.1 - Análise da recessão	9
2.2.2 - Separação do escoamento de base	14
2.3 - RECARGA DE AQUÍFEROS	28
2.4 - DESCARGA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA	35
2.5 - CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO RIO DAS FÊMEAS – BA	37
3 - MATERIAL E MÉTODOS	45
3.1 - METODOLOGIA DE ARNOLD E ALLEN (1999).....	47
3.2 - METODOLOGIA DE RUTLEDGE E DANIEL (1994).....	52
3.3 - COMPARAÇÃO ENTRE A METODOLOGIA DE ARNOLD E ALLEN (1999) E DE RUTLEDGE E DANIEL (1994).....	58
4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	59
4.1 - CARACTERIZAÇÃO PLUVIOMÉTRICA	59
4.2 - CARACTERIZAÇÃO FLUVIOMÉTRICA	61
4.3 - RECARGA: METODOLOGIA DE ARNOLD E ALLEN (1999).....	63
4.4 - RECARGA: METODOLOGIA DE RUTLEDGE E DANIEL (1994)	70
4.5- COMPARAÇÕES ENTRE AS METODOLOGIAS DE ARNOLD E ALLEN (1999) E DE RUTLEDGE E DANIEL (1994).....	77
5 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	87

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	90
APÊNDICES	93
A – Descrição dos programas computacionais utilizados no método automático de Rutledge e Daniel (1994)	93
B – Tabelas das recargas obtidas pelos métodos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994) para a bacia do Rio das Fêmeas, no período de 1977/1978 a 2006/2007.....	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Estações pluviométricas utilizadas para a análise dos dados de precipitação do Rio das Fêmeas – BA.	46
Tabela 3.2 - Estação fluviométrica utilizada para a análise dos dados de vazão do Rio das Fêmeas – BA.	46
Tabela 4.1 - Meses com os dados incompletos das três estações pluviométricas analisadas	59
Tabela 4.2 - Meses com os dados incompletos da estação fluviométrica analisada.....	61
Tabela 4.3 - Valores dos índices de recessão para as duas metodologias do método de Rutledge e Daniel (1999).	71
Tabela 4.4 – Coeficientes de correlação para as sereis temporais de precipitação, vazão e as recargas obtidas entre as diferentes metodologias	81
Tabela A.1 - Arquivos de saída do Programa RECESS e suas respectivas descrições	94
Tabela A.2 - Arquivos de saída do Programa RORA e suas respectivas descrições.....	98
Tabela B.1 - Recargas obtidos pelos métodos de Arnold e Allen (1999) para os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007.	99
Tabela B.2 - Recargas médias anuais obtidas pelas duas metodologias do método automático de Rutledge e Daniel (1994) para os anos de 1977/1978 a 2006/2007.....	100
Tabela B.3 - Valores da precipitação total anual, vazão média anual e das recargas obtidas pelos métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994).	101

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Diagrama do ciclo hidrológico Fonte: http://www.maenatureza.org.br/projetoeducando/folders/poster13_ciclo_hidrologico/index.htm	3
Figura 2.2 – Diagrama apresentando condições subterrâneas da água em aquíferos livres e confinados. Fonte: http://www.sg-guarani.org/microsite/pages/pt/info_aguas.php	5
Figura 2.3 – Exemplo gráfico de segmentos de recessão sem análise matemática gerado pelo aplicativo RECPlot a partir de dados do programa RECESS. Fonte: Rutledge (1998).	11
Figura 2.4 – Algoritmo para automatizar a Curva Padrão de Recessão desenvolvido por Arnold et al. (1995).....	13
Figura 2.5 - Hidrograma do resultado da divisão da vazão obtido pelo programa PART...25	
Figura 2.6 – Comparação entre os métodos de separação do escoamento de base pelos métodos: UKIH (a), RDF (b) e FUKIH (c). Fonte: Askoy et al (2009).....	27
Figura 2.7 – Diagrama de fluxo dos métodos de separação do escoamento de base. Fonte: Askoy et al (2009).....	28
Figura 2.8 – Diagrama da recarga e da descarga da água subterrânea. Fonte: http://www.sanasa.com.br/noticias/not_con3.asp?par_nrod=558&flag=PC-2	29
Figura 2.9 – Processo de uso do método do deslocamento da curva de recessão para estimar a recarga da água subterrânea em resposta a um evento de recarga. Fonte: Chen e Lee (2003)	33
Figura 2.10 – Área de ocorrência da formação Urucuia. Fonte: Bonfim e Gomes (2004)..	38
Figura 2.11 – Sub-Bacia hidrográfica do Rio das Fêmeas – oeste da Bahia. Fonte: Nascimeto (2002).....	41
Figura 2.12 – Isoietas anuais do rio das Fêmeas. Fonte: Pimentel <i>et al.</i> (2000)	42
Figura 2.13 – Divisor de água subterrânea localizado na Bacia do Rio das Fêmeas. Fonte: Nascimeto (2002)	44
Figura 2.14 - Imagem de Satélite Landsat TM multiespectral do ano de 1995 da sub-bacia do Rio das Fêmeas - BA.- Fonte: Pimentel et al. (2000).	45
Figura 3.1 - Estações pluviométricas utilizadas para as análises dos dados de vazão do Rio das Fêmeas – BA. Fonte: http://hidroweb.ana.gov.br/	47
Figura 3.2 - Estação fluviométrica utilizada para a análise dos dados de vazão do Rio das Fêmeas – BA. Fonte: http://hidroweb.ana.gov.br/	47
Figura 3.3 - Técnica para estimar a recarga a partir de dados de vazão. Fonte: Arnold e Allen (1999).....	50

Figura 3.4 - Processo de uso do método do deslocamento da curva de recessão para estimar a recarga da água subterrânea em resposta a um evento de recarga. Fonte: Chen e Lee (2003).....	54
Figura 3.5 - Determinação gráfica do índice de recessão (K). Fonte: Rutledge e Daniel (1994).....	56
Figura 4.1 - Precipitações médias anuais do Rio das Fêmeas no período de 1977 a 2007 .	60
Figura 4.2 - Precipitação mensal média entre as três estações analisadas para a bacia do Rio das Fêmeas no período de 1997/1998 a 2006/2007.....	60
Figura 4.3 - Vazões anuais médias do Rio das Fêmeas no período de 30 anos (anos hidrológicos de 1977 a 2007)	61
Figura 4.4 - Vazões mensais do Rio das Fêmeas no período de 30 anos (de 1977 a 2007)	62
Figura 4.5 - Precipitações médias mensais e vazão mensal média do Rio das Fêmeas no período de 1977 a 2007.....	63
Figura 4.6 - Apresenta a média, para todos os anos hidrológicos, dos valores de vazão e os valores obtidos pelo filtro digital para o escoamento de base.....	65
Figura 4.7 - Separação do escoamento de base do hidrograma da vazão para o ano de hidrológico de 2004/2005 para a bacia do rio das Fêmeas utilizando o método do filtro digital de Arnold e Allen (1999).....	66
Figura 4.8 – Apresenta o esquema da metodologia de Arnold e Allen (1999) realizada para o ano hidrológico de 1991/1992.	67
Figura 4.9 - Recargas médias anuais para os anos hidrológicos de 1977 a 2006 entre as duas metodologias. O método gráfico, cuja recarga foi obtida do valor de q_{B2} obtido visualmente e o método automático cuja recarga foi obtida do valor de q_{B2} da equação proposta pelos autores Arnold e Allen (1999).....	68
Figura 4.10 - Gráfico da regressão da recarga entre o método de Arnold e Allen (1999) baseado no método automático e no método gráfico.....	70
Figura 4.11 – Esquema de representação do índice de recessão do método gráfico de Rutledge e Daniel (1994), para o ano de 1991/1992.	73
Figura 4.12 - Relação entre a vazão e o método automático para obter a regressão linear simples entre ambos.....	74
Figura 4.13 - Recargas anuais obtidas pelo método gráfico de Rutledge e Daniel (1994), para a bacia do Rio das Fêmeas, no período de 1977 a 2007.....	74
Figura 4.14- Recargas anuais obtidas pelo método automático de Rutledge e Daniel (1994), para a bacia do Rio das Fêmeas, no período de 1977 a 2007.....	75

Figura 4.15 - Recargas médias mensais obtidas pelo método automático de Rutledge e Daniel (1994), para a bacia do Rio das Fêmeas, no período de 1977 a 2007.	76
Figura 4.16 - Regressão entre o método automático e o método gráfico da metodologia de Rutledge e Daniel (1999).	77
Figura 4.17 – Correlações de Pearson obtidas entre a precipitação, vazão e escoamento de base e as recargas obtidas pelos métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994).....	78
Figura 4.18 - Gráfico da regressão linear simples entre a recarga média anual obtida pelo método gráfico de Arnold e Allen e os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007.....	79
Figura 4.19 - Gráfico da regressão linear simples entre a recarga média anual obtida pelo método automático de Arnold e Allen e os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007	79
Figura 4.20 - Gráfico da regressão linear simples entre a recarga média anual obtida pelo método gráfico de Rutledge e Daniel e os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007 ..	80
Figura 4.21 - Gráfico da regressão linear simples entre a recarga obtida pelo método automático de Rutledge e Daniel e os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007.....	80
Figura 4.22 - Relação entre o número de picos analisados e as recargas médias anuais entre os métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994)	81
Figura 4.23 - Relação entre a vazão e as recargas médias anuais entre os métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994).....	83
Figura 4.24 - Histograma da frequência relativa da vazão média anual	84
Figura 4.25 - Histograma da frequência relativa da precipitação total anual.....	84
Figura 4.26 - Histograma da frequência relativa da recarga obtida pelo método gráfico de Arnold e Allen (1999).....	84
Figura 4.27 - Histograma da frequência relativa da recarga obtida pelo método automático de Arnold e Allen (1999)	85
Figura 4.28 - Histograma da frequência relativa da recarga obtida pelo método gráfico de Rutledge e Daniel (1999)	85
Figura 4.29- Histograma da frequência relativa da recarga obtida pelo método automático de Rutledge e Daniel (1999).....	85
Figura A.1 - Esquema de representação do método utilizado para determinar a curva padrão de recessão: (A) seleção dos segmentos de recessão, (B) índice de recessão (K) (tempo por log de ciclo da recessão da vazão) e melhor linha ajustada, e (C) a curva padrão de recessão, obtida dos coeficientes da função em B. Fonte: Rutledge (1998).	94

Figura A.2 - Esquema de representação gráfica do método do deslocamento da curva de recessão para cada pico em que o método automático é executado. Fonte: Rutledge (1998).96

Figura A.3 - Diagrama que apresenta os processos executados para cada pico utilizando o método automático. Fonte: Rutledge (1998)98

LISTA DE NOMENCLATURA E ABREVIACES

ANA – Agência Nacional de guas

ASCE – American Society of Civil Engineers

BFI – ndice de Fluxo de Base

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

HIDROWEB – Sistema de Informaces Hidrológicas

MMA – Ministério do Meio Ambiente

MÉTODOS GRÁFICOS A.A. – Método gráfico de Arnold e Allen (1999)

MÉTODOS AUTOMÁTICOS A.A. – Método automático de Arnold e Allen (1999)

MÉTODOS GRÁFICOS R.D. – Método gráfico de Rutledge e Daniel (1994)

MÉTODOS AUTOMÁTICOS R.D. – Método automático de Rutledge e Daniel (1994)

MRC – Curva padrão de recessão

PART – Programa computacional para estimar a descarga média da água subterrânea

RDF – Filtro Digital Recursivo

RECESS – Programa computacional para estimar o ndice de recessão

RORA – Programa computacional para estimar a recarga média da água subterrânea

SAU – Sistema Aquífero Urucuia

SRH – BA – Secretaria de Recursos Hídricos da Bahia

UKIH – Método de separaco do escoamento de base pela suavizaco de mínimos

USGS – United States Geological Survey

1 - INTRODUÇÃO

A água subterrânea é um recurso fundamental para saúde pública, economia e meio ambiente e sua gestão, que integrada juntamente com as águas superficiais, são necessárias para garantir o desenvolvimento sustentável do Estado. Entretanto, nas condições atuais, a gestão da água subterrânea no Brasil se apóia em bases frágeis. Observa-se que em alguns aquíferos a água está sendo extraída a taxas mais elevadas do que poderia ser reposta pela recarga anual, haja vista que nos grandes aquíferos os poços recentes são bem mais profundos do que os da primeira geração, perfurados no início da exploração do aquífero, ou seja, o nível potenciométrico do aquífero está baixando. A administração desses problemas exige um conhecimento detalhado dos aquíferos que permita disciplinar os usos da água subterrânea, remediar os danos existentes e estabelecer programas de proteção para o seu uso sustentável (Maia e Rodrigues, 2003).

O gerenciamento dos recursos hídricos deve ser também analisado sob o ponto de vista da recarga dos aquíferos, principalmente na outorga de rios que são dependentes do escoamento de base para se manterem perenes ao longo dos tempos, assim o estudo do escoamento de base nas bacias hidrográficas é de suma importância.

Medidas preventivas e de conservação do solo nas áreas de recarga dos aquíferos devem ser estimuladas e favorecidas para poderem prevenir processos de contaminação dos aquíferos e assim comprometerem a qualidade da água utilizada pela população local. O conhecimento da recarga do aquífero é um subsídio à otimização da exploração das águas subterrâneas (Melo et al, 2005).

As águas subterrâneas apresentam um valor estratégico em muitas regiões, sendo consideradas em outros locais como único recurso disponível, devido à escassez da água superficial ou até mesmo a sua total indisponibilidade. Na região do oeste baiano, onde se encontra a bacia do Rio das Fêmeas, a água subterrânea tem sido progressivamente procurada como fonte de abastecimento, haja vista a baixa densidade de drenagem da região e a crescente demanda de água para o suprimento das sedes de fazendas, vilarejos e projetos de irrigação (Gaspar, 2006).

A Superintendência de Recursos Hídricos da Bahia (SRH-BA), que é o órgão governamental que administra a gestão dos recursos hídricos no estado da Bahia, tem concedido números cada vez maiores de outorgas de uso da água subterrânea, devendo, principalmente, pelo fato de que em alguns rios da região já atingiram o limite legal máximo outorgável e também pelo fato do aumento de áreas de culturas irrigadas e pelas adversidades climáticas sofridas pela região o que prejudica a produtividade das lavouras (Silva et al, 2005 apud Gaspar, 2006).

A recarga da água subterrânea pode ser definida como o fluxo de água descendente que alcança o nível da água de um aquífero livre, formando uma reserva de água adicional para as águas subterrâneas. A recarga pode acontecer de maneira natural pela precipitação, pelos rios, canais e também por fenômenos artificiais introduzidos pelo homem pelas técnicas de irrigação e pela urbanização (Melo et al, 2005).

Muitos métodos têm sido desenvolvidos para estimar a recarga da água subterrânea, principalmente, a partir de dados de vazão, que são de fácil obtenção e apresentam em sua maioria uma longa série de dados.

Os objetivos do presente estudo é a partir de dados de vazão calcular o escoamento de base e a recarga da água subterrânea por meio de métodos manuais e automáticos. Também será realizada a correlação e a comparação entre as metodologias, além de analisar o comportamento da bacia do Rio das Fêmeas por meio dos dados de vazão e de precipitação.

2 - REVISÃO DE LITERATURA

2.1 - HIDROLOGIA SUBTERRÂNEA

2.1.1 - Água subterrânea

O ciclo hidrológico é considerado como um sistema fechado com armazenamento de água na superfície do terreno, em rios e lagos, nos oceanos, na atmosfera e no subsolo (Figura

2.1). A força gravitacional provoca a precipitação de água no solo e oceanos, retornando pelo processo de evaporação. Da água que atinge o solo, parte transforma-se em escoamento ou deflúvio superficial, parte é armazenada em depressões e a outra parte infiltra no solo, podendo alimentar os reservatórios subterrâneos, que irão escoar e alimentar os rios e oceanos. No subsolo também age a evaporação, além da água daí retirada pelas plantas através da transpiração (Tucci, 2009).

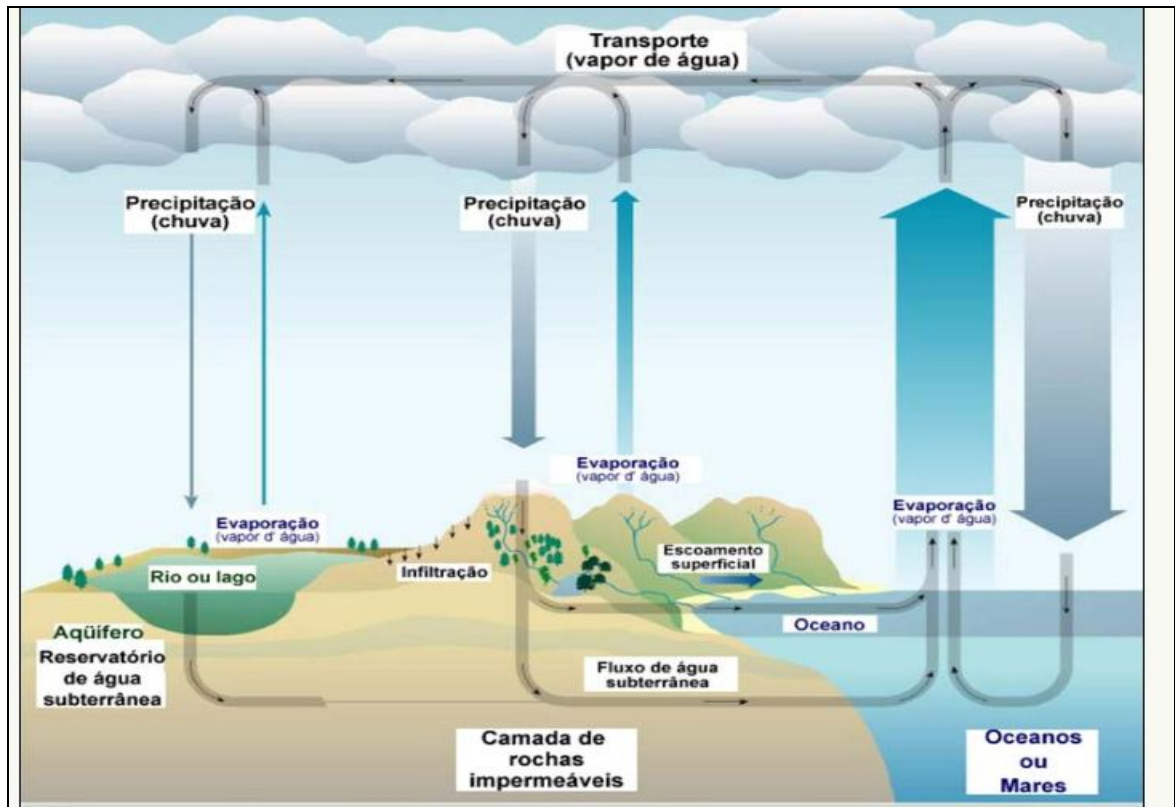


Figura 2.1 – Diagrama do ciclo hidrológico

Fonte: http://www.maenatureza.org.br/projetoeducando/folders/poster13_ciclo_hidrologico/index.htm

O ciclo hidrológico pode ser analisado considerando o princípio da conservação das massas, podendo ser descrito pela equação de equilíbrio (Gaspar, 2006):

$$P - I - Q - EVT = \frac{dS}{dt} \quad (2.1)$$

Onde P é a precipitação pluviométrica sobre a área do sistema; I é a infiltração; Q é a vazão total de saída do sistema; EVT corresponde a evapotranspiração; e $\frac{dS}{dt}$ é a variação de armazenamento dentro do sistema.

A ocorrência da água doce no planeta é muito escassa e deve ser preservada, uma vez que 97,5% de água que ocorre na terra é salgada, o restante 2,5% está distribuída entre calotas polares e geleiras (68,9%), água subterrânea doce (29,9%), água doce nos rios e lagos (0,3%) e outras formas de reservatórios (0,9%) (MMA, 2001). A concentração de água na atmosfera é muito pequena, mas é dessa fonte que provem a precipitação que é uma fase fundamental na dinâmica do ciclo hidrológico (Tucci, 2009).

De acordo com as Resoluções do Conselho Nacional dos Recursos Hídricos N°09, de 21 de junho de 2000 e N°15, de 11 de janeiro de 2001, nos estudos de bacias hidrográficas devem-se considerar a interação entre as águas meteóricas, superficiais e subterrâneas. Assim consideram-se, segundo a Resolução N°15, em seu Art.1° (MMA, 2008):

- I – Águas Subterrâneas: as águas que ocorrem naturalmente ou artificialmente no subsolo;
- II – Águas Meteóricas: as águas encontradas na atmosfera em quaisquer de seus estados físicos;
- III – Aquífero: Corpo hidrogeológico com capacidade de acumular e transmitir água através de seus poros, fissuras ou espaços resultantes da dissolução e carreamento de mantérias rochosos;
- IV – Corpo Hídrico Subterrâneo: volume de água armazenado no subsolo.

As águas superficiais não necessariamente atuam de forma independente das águas subterrâneas, por exemplo, em aquíferos aluviais, a recarga tem origem fluvial nos períodos de chuvas, enquanto que o fluxo de base dos rios, no período seco, é obtido pelas águas subterrâneas (Feitosa e Filho, 1997).

A água subterrânea tem origem no ciclo hidrológico, onde no solo e no subsolo, a ação da gravidade, o tipo e a densidade da cobertura vegetal; na atmosfera e superfícies líquidas (oceanos, mares, rios, lagos), os elementos e fatores climáticos (temperatura do ar, ventos,

umidade relativa do ar, radiação solar) são os responsáveis pelos processos de circulação da água (Feitosa e Filho, 1997).

Os aquíferos são formados por materiais geológicos que são suficientemente permeáveis para que a água possa ser transferida para baixo sob uma diferença de pressão. Os aquíferos podem ser confinados ou livres (ASCE, 1996).

A distinção entre aquíferos livres e confinados resulta de variações de permeabilidade e de material geológico, sendo que a determinação na quantidade de água armazenada e o movimento são importantes parâmetros para se distinguir entre aquífero livre e confinado (Figura 2.2) (ASCE, 1996).

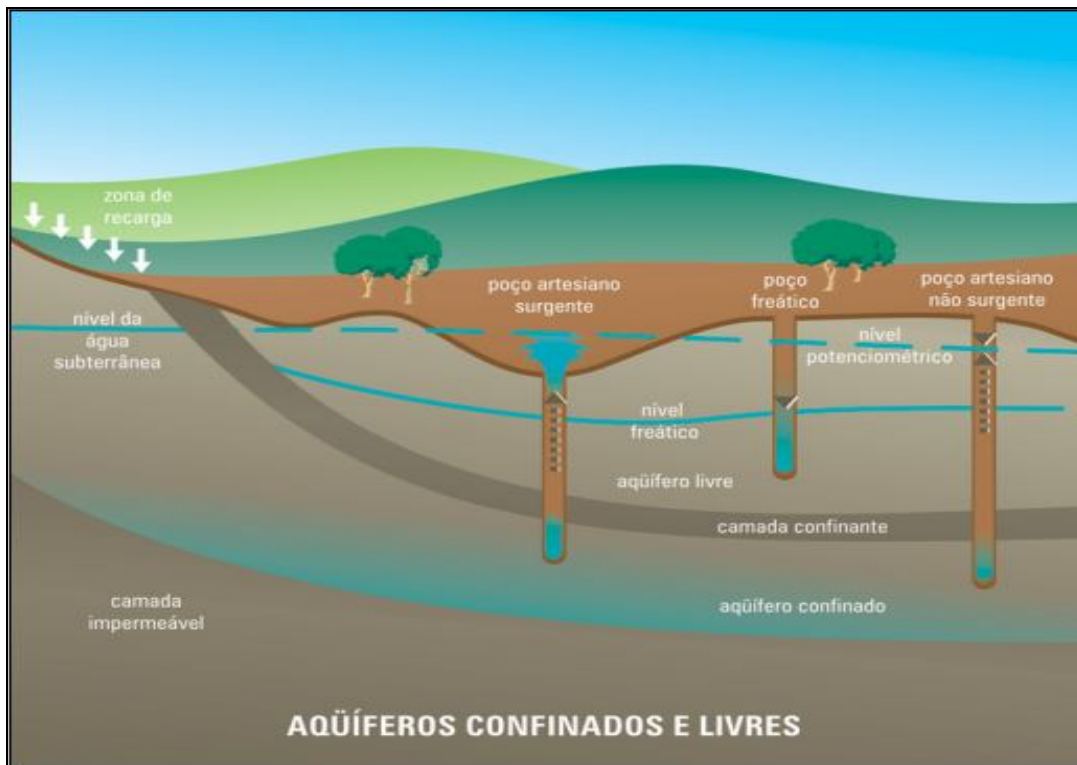


Figura 2.2 – Diagrama apresentando condições subterrâneas da água em aquíferos livres e confinados. Fonte: http://www.sg-guarani.org/microsite/pages/pt/info_aguas.php

Aquíferos livres são encontrados na zona saturada em que a parte superior da zona é formada por água livre com pressão atmosférica negativa, livre para elevar-se e abaixar-se com as mudanças no volume de água armazenada. Os aquíferos confinados são separados

da zona não saturada ou de outra zona saturada por materiais de baixa permeabilidade (ASCE, 1996).

As fissuras, fraturas e cavidades com soluções são exemplos de aberturas “secundárias” no material geológico através do qual a água subterrânea pode se mover. Algumas características presentes no solo ou no material rochoso influenciam na retenção e na disponibilidade de água, como a porosidade, a densidade de retenção, densidade de rendimento, permeabilidade, condutividade hidráulica e transmissividade (ASCE, 1996).

A porosidade é apresentada como a razão entre o volume total de poros na rocha ou no material do solo pelo volume total do material. A porosidade é inerente ao material e independe da presença ou observância de água (ASCE, 1996). A porosidade primária é originada por processos geológicos quando a rocha foi formada. A porosidade secundária (fissuras, juntas, passagem de soluções, dentre outros processos) é desenvolvida depois que a rocha foi formada (Tucci, 2009).

A densidade de retenção está relacionada como volume de água que o solo ou a rocha consegue reter contra a força da gravidade após começar a ser saturado pelo volume da rocha ou do solo. A densidade de retenção pode ser utilizada como uma medida de aproximação da capacidade residual de umidade contida na zona não saturada na região acima da franja capilar (ASCE, 1996).

A permeabilidade, k , depende somente das propriedades de porosidade média do material e independe das propriedades do fluido que governam o movimento, sendo que alta porosidade nem sempre produzem alta permeabilidade. A condutividade hidráulica, K , é o fluxo de uma unidade de água por dia por um gradiente hidráulico através de uma unidade de secção transversal de área numa temperatura predominante. A relação entre condutividade hidráulica e permeabilidade é:

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} \quad (2.2)$$

onde K é a condutividade hidráulica, k é a permeabilidade, ρ é a massa específica, g é a gravidade, e μ é a viscosidade (ASCE, 1996).

A condutividade hidráulica é maior em materiais rochosos de zonas saturadas do que em zonas não saturadas. A transmissividade é obtida como produto da condutividade hidráulica pela espessura da porção saturada do aquífero, representando a quantidade de água que flui através de uma unidade de largura da porção saturada do aquífero sob uma unidade do gradiente hidráulico e a uma temperatura de água predominante (ASCE, 1996).

2.1.2 - Processos de infiltração da água no solo

Analisar o processo de infiltração da água no solo é também entender como a água consegue recarregar um aquífero. A infiltração e a percolação são processos naturais de recarga dos aquíferos. A infiltração é a passagem de água da superfície para o interior do solo ou material rochoso. A percolação é um movimento vertical e lateral da água através de várias aberturas no material geológico em resposta a um diferencial de pressão e de gravidade que criam um gradiente hidráulico (ASCE, 1996).

O processo de infiltração depende fundamentalmente da água disponível para infiltrar, da natureza do solo, do estado de sua superfície e das quantidades de água e ar, inicialmente presentes no seu interior. Quando o processo de precipitação cessa, deixando de haver infiltração, ocorre uma redistribuição da umidade no interior do solo, havendo um gradiente de umidade inverso, ou seja, as camadas mais inferiores com maiores umidades. Nem toda a umidade é drenada para as camadas mais profundas, sendo parte perdida para a atmosfera pelo processo de evapotranspiração (Tucci, 2009).

A capacidade de infiltração de um solo está associada ao estudo da infiltração para diferenciar o potencial que o solo tem de absorver água pela sua superfície, em termos de lâmina por tempo, ou seja, a taxa real de infiltração que acontece quando há disponibilidade de água para penetrar no solo (Tucci, 2009). Ramos et al (1989) conceitua a capacidade de infiltração, ou infiltração potencial, como sendo a taxa de infiltração que poderia ocorrer se houvesse disponibilidade de água sobre a superfície do solo, sendo que a taxa de infiltração será no máximo igual a capacidade de infiltração.

Ramos et al (1989) analisando o processo de infiltração da água na matriz do solo aponta a influência da intensidade de chuva, da estrutura do solo e da umidade retida nesse solo

proveniente das chuvas anteriores, na taxa com que a água infiltra-se pela matriz porosa do solo. A estrutura do solo determina o tamanho e a distribuição dos vazios e dos condutos capilares. O valor do potencial capilar e da condutividade hidráulica são determinados pela umidade retida no solo, enquanto que a intensidade da chuva determina a disponibilidade de água sobre o solo.

Rubim (apud Ramos et al, 1989) separou o processo de infiltração em três categorias:

- *Infiltração controlada pela condutividade hidráulica de saturação*: quando a intensidade de chuva for menor que a condutividade na saturação do solo (K_{SAT}) toda a água infiltrada será absorvida pelo solo, não existindo nem escoamento superficial e nem escoamento de base. A taxa de infiltração será numericamente igual à intensidade da chuva.
- *Infiltração controlada pela intensidade de chuva*: quando a intensidade da chuva é menor que a capacidade de infiltração, porém maior que a K_{SAT} , a taxa de infiltração será numericamente igual à intensidade de chuva.
- *Infiltração controlada pela capacidade de infiltração*: a capacidade de infiltração se iguala ao valor da intensidade da chuva no instante em que a superfície do solo se satura, assim a capacidade de infiltração torna-se menor que a intensidade da chuva, iniciando o processo de escoamento superficial. Sendo a taxa de infiltração igual à capacidade de infiltração.

Se toda a precipitação atingir o solo com intensidade menor do que a capacidade de infiltração toda água irá infiltrar no solo, promovendo uma diminuição da capacidade de infiltração, pois o solo está se tornando cada vez mais úmido. Cessado o processo de infiltração e não ocorrendo mais o aporte de água na superfície do solo a taxa de infiltração real se anula rapidamente e a capacidade de infiltração volta a crescer, porque o solo continua a perder água para as camadas inferiores (Tucci, 2009).

O processo de infiltração e o escoamento superficial também dependerão da cobertura vegetal. Na bacia hidrográfica a vegetação atua com um efeito regulador no hidrograma, seja pelo fenômeno de interceptação vegetal, evapotranspiração, infiltração e também pelo retardamento do escoamento superficial. Quando um solo fica sem a presença da vegetação esse se torna mais impermeável e sujeito a erosões aceleradas, com conseqüências diretas

no hidrograma. Assim, no processo de urbanização ocorre uma aceleração do escoamento superficial e uma diminuição do volume infiltrado (Ramos et al, 1989).

2.2 - SEPARAÇÃO DE HIDROGRAMAS

A separação do escoamento de base do hidrograma total da vazão em muitos métodos está baseada na análise da recessão do escoamento de base, que para isso utilizam constantes de recessão que são notoriamente difíceis de serem estimadas. As recessões são influenciadas por muitos aspectos, como: evapotranspiração, armazenamento no solo, a ocorrência de vários reservatórios de armazenagem ao invés de um, recarga da camada de zona insaturada, variações na recarga, variações na espessura do aquífero, penetração do rio, precipitação antecedente (Peters e van Lanen, 2005).

Nathan e McMahon (1990) realizam uma avaliação de uma série de técnicas automáticas de separação de escoamento de base e de análise da recessão. Duas técnicas de separação de escoamento de base são consideradas: uma baseada num filtro digital (*digital filter*) e outra numa simples regra de aplainamento e separação. As técnicas do método de correlação (*correlation method*) e do método de faixa justaposta (*matching strip method*) foram utilizadas para comparar as técnicas de análise da recessão. Sendo que o objetivo geral do estudo foi a identificação da mais apropriada técnica automática para a determinação de um índice de escoamento de base e da constante de recessão utilizados como variáveis independentes nas equações.

2.2.1 - Análise da recessão

Barnes (1939, apud Nathan e McMahon, 1990) sugere que o fluxo da vazão pode ser dividido em três componentes individuais, escoamento superficial, escoamento subsuperficial e fluxo subterrâneo, que podem ser distinguidos quando se plota o logaritmo do fluxo versus o tempo. A recessão se apresenta como uma linha reta no gráfico do papel semilogarítmico, o gradiente é igual à constante de recessão. A separação do hidrograma é algo que distorce da realidade. As distinções entre o fluxo subsuperficial do de base não está muito claro e envolve certo estágio de subjetividade (Nathan e McMahon, 1990).

A curva de recessão indicada pelo escoamento subterrâneo pode ser representada pela equação 2.3 (Tucci, 2009). Essa curva de recessão também foi utilizada por diversos autores (Meyboom, 1961; Nathan e McMahon, 1990; Arnold et al, 1995; Arnold e Allen, 1999; Brandes et al, 2005):

$$Qt = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (2.3)$$

Onde Qt é a vazão após t intervalos de tempo; Q_0 é a vazão no tempo de referência 0; α é o coeficiente de recessão (pode ser obtido através da plotagem num papel log-log dos valores de vazão, defasados de t intervalos de tempo – a declividade da reta permite estimar o valor de α). O termo exponencial ($-\alpha$) pode ser normalmente substituído pela constante de recessão (k) (Nathan e McMahon, 1990).

A simples função exponencial de recessão é aceita pela facilidade de construção e interpretação de se plotar no semilogaritmo, assim como utilizá-la no método da correlação para a construção da curva padrão de recessão (MRC). A recessão foi denominada de *constante de recessão* por Nathan e McMahon (1990) por caracterizar as características de recessão da bacia hidrográfica.

A curva padrão de recessão (MRC) é o resultado da combinação individual das recessões do escoamento de base como valor médio caracterizando o escoamento de base responsável pela bacia. Os métodos que comumente utilizam o MRC são: o método da correlação, o método de faixa justaposta, dentre vários métodos (Nathan e McMahon, 1990).

Rutledge (1993) apresentou os passos básicos para determinar a curva padrão de recessão (MRC): primeiro deve se localizar os períodos de recessão da vazão e selecionar os segmentos lineares; segundo, para cada segmento determinar a melhor equação linear para o tempo em função do log da vazão, extraindo o coeficiente de recessão desta equação como o índice de recessão do segmento; terceiro, determinar a melhor equação linear para o índice de recessão como uma função do log da vazão.

Meyboom (1961) para determinar a recessão da água subterrânea, bastou conectar os pontos de descargas mínimas por diversos meses, sendo de fácil reprodução, mas deve ser

desenhado cuidadosamente, pois as recessões dos escoamentos subsuperficiais são excluídas.

A Figura 2.3 apresenta um exemplo gráfico de segmentos de recessão, sem análise matemática, gerado pelo aplicativo RECPLLOT a partir de dados do programa RECESS (programa desenvolvido por Rutledge (1993) utilizado para determinar a curva padrão de recessão (MRC)).

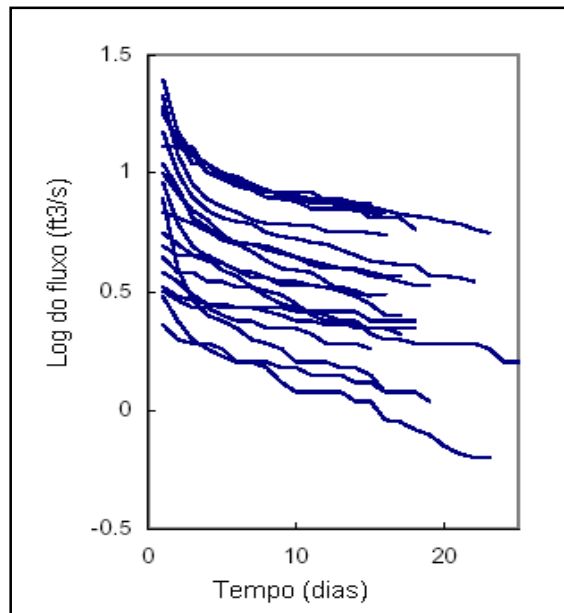


Figura 2.3 – Exemplo gráfico de segmentos de recessão sem análise matemática gerado pelo aplicativo RECPLLOT a partir de dados do programa RECESS. Fonte: Rutledge (1998).

Chapman (1999) utilizou para a análise da recessão para obter o escoamento de base durante um período de recarga não-linear a seguinte equação:

$$Q_t = Q_0 e^{-t/\tau} = Q_0 k^t \quad (2.4)$$

Onde Q_0 e Q_t são os fluxos nos tempos 0 e t , τ é o tempo de rotatividade do armazenamento da água subterrânea e k é a constante de recessão para as unidades de tempo selecionadas.

Entretanto, segundo Brandes et al (2005), para períodos suficientemente longos de recessão (maiores do que uma semana), a recessão da vazão para pequenas bacias

geralmente se aproximam com um comportamento de log linear de um processo de decaimento exponencial, sendo que a forma do decaimento exponencial da equação de recessão pode ser derivada diretamente da teoria do fluxo da água subterrânea. Rorabaugh (1964) demonstrou que a solução para drenagens variáveis de aquífero horizontal para um fluxo de vazão de recessão exponencial, com uma taxa constante (k), provém da seguinte expressão:

$$k = \text{const} \frac{KD}{S_t L^2} \quad (2.5)$$

Onde K é a condutividade hidráulica do aquífero (m/s), D é a profundidade representativa do aquífero (m), S_t é o coeficiente de armazenamento do aquífero (adimensional), e L é a distancia horizontal do rio até o divisor (m). Deste modo, esse modelo teórico mostra que a recessão do escoamento de base é de baixa dimensão, e depende tanto das propriedades hidráulicas (K , S_t) e geométricas (D , L e *declividade*) dos aquíferos. Segundo Brandes et al. (2005) a dificuldade da aplicação direta desse modelo teórico esta na questão de como as propriedades do aquífero se relacionam com os parâmetros mensurados na escala da bacia.

Sujono et al (2004) realizaram uma comparação entre diferentes técnicas de análise de recessão de hidrogramas. Entre as técnicas selecionadas estão a de plotar em um semi-logaritmo um segmento simples de recessão; a curva padrão de recessão; e a transformada de *wavelet*. Essas análises foram realizadas com dados de vazão de duas bacias hidrográficas no Oeste de Jawa, as bacias estão localizadas em uma região tropical úmida.

o Método da Correlação (*Correlation Method*):

O método da correlação corresponde em plotar em escala natural a descarga num tempo pela descarga em um intervalo de tempo arbitrário N de dias durante um período de recessão conhecido. Rearranjando a equação 2.5 podemos obter (Nathan e McMahon, 1990):

$$k = \exp(-\alpha) = \left(\frac{Q}{Q_0}\right)^{1/t} \quad (2.6)$$

Pela expressão pode ser observado que a constante de recessão k é função da declividade da linha de correlação (Q/Q_0) e do lag de tempo t . Infelizmente, quando há a seleção de um

grande lag de tempo pode ocorrer de se eliminar muitos períodos de recessão que poderiam ser considerados, comprometendo o alcance entre os degraus de resolução obtidos e a quantidade de informação a ser analisada (Nathan e McMahon, 1990).

Sujono et al (2004) não obtiveram linhas retas da curva padrão de recessão quando os dados foram plotados utilizando o método da correlação, sugerindo que as relações da recessão não são lineares.

- o Método de faixa justaposta (*Matching Strip Method*):

A Figura 2.4 apresenta o algoritmo para automatizar a Curva Padrão de Recessão desenvolvido por Arnold et al. 1995.

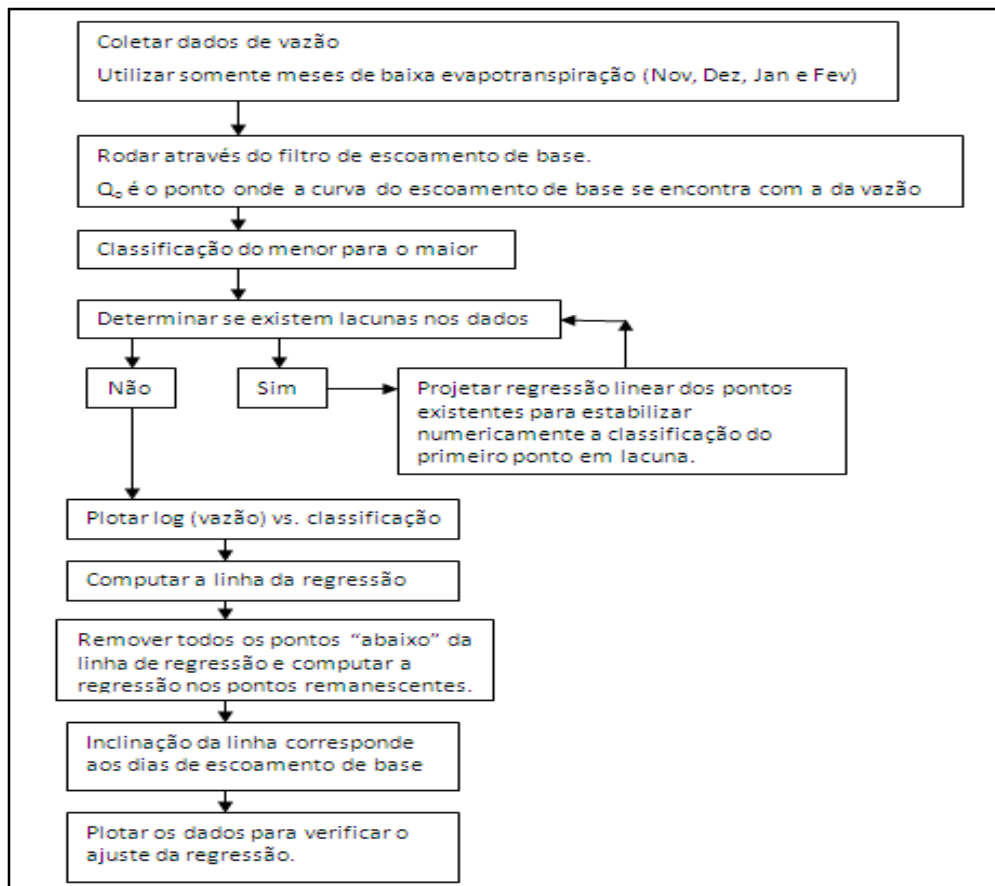


Figura 2.4 – Algoritmo para automatizar a Curva Padrão de Recessão desenvolvido por Arnold et al. (1995).

O método de faixa justaposta consiste no simples modelo exponencial da equação 2.6, onde o logaritmo do fluxo é plotado contra o tempo resultando em uma linha reta, o gradiente é igual a constante de recessão. Tradicionalmente, esse método consiste em plotar recessões individuais em papel de decalque, as recessões são então sobrepostas e ajustadas horizontalmente até coincidir com a recessão principal para formar uma série de linhas comuns. A curva padrão de recessão (*Master Recession Curve – MRC*) representa a linha média da série de linhas comuns (Nathan e McMahon, 1990). Metodologia também descrita por Arnold et al. (1995) e Rutledge (1993) que automatizou este método através do programa RECESS. Arnold et al (1995) automatizaram o método para obter a curva padrão de recessão, sendo o algoritmo do programa descrito na Figura 2.4.

Para uma série extensa de dados esse seria um método tedioso e muitas vezes impraticável, assim os programas computacionais são utilizados para o cálculo da MRC. O programa extrai períodos de recessão de várias extensões dos dados sendo enfileirados e plotados em ordem decrescente na escala semilogarítmica para um intervalo de dados fixos que depende da extensão de cada período individual de recessão (Nathan e McMahon, 1990).

2.2.2 - Separação do escoamento de base

Ramos et al. (1989) definem a bacia hidrográfica como uma área onde a precipitação é coletada sendo conduzida para seu sistema de drenagem natural. O hidrograma na seção do exutório de uma bacia é a função que fornece a vazão fluvial escoada para fora da bacia em função do tempo, sendo assim o resultado dos efeitos fisiográficos, hidrometeorológicos e dos processos hidrológicos da bacia hidrográfica.

Segundo Tucci (2009) o hidrograma é a denominação dada ao gráfico entre a vazão e o tempo, sendo esse resultado da interação de todos os componentes do ciclo hidrológico entre a ocorrência da precipitação e a vazão na bacia hidrológica. O hidrograma atinge o máximo, de acordo com a distribuição da precipitação, apresentando a seguir a recessão onde pode ser observado um ponto de inflexão, que caracteriza o fim do escoamento superficial e a predominância do escoamento de base.

A contribuição da vazão subterrânea é influenciada pelo processo de infiltração na camada superior do solo, sua percolação e conseqüente aumento do nível do aquífero. A forma

com que o hidrograma se apresenta depende de um grande número de fatores, os mais importantes são (Tucci, 2009):

- Relevo: incluindo também a densidade de drenagem, declividade do rio ou bacia, capacidade de armazenamento e forma da bacia. Boa drenagem e alta declividade apresentam um escoamento íngreme com pouco escoamento de base.
- Cobertura da bacia: a cobertura vegetal favorece uma diminuição do escoamento, porém proporciona um aumento da evapotranspiração.
- Modificações artificiais no rio: a construção de um reservatório para regularização da vazão tende a diminuir o pico de vazão e distribuir o volume, enquanto a canalização tende a aumentar o pico.
- Distribuição, duração e intensidade da precipitação: quando a precipitação é constante a capacidade de armazenamento e o tempo de concentração são atingidos, estabilizando o valor do pico.
- Solo: as condições iniciais de umidade do solo são fatores que podem influenciar significativamente o processo de escoamento resultante de precipitações de pequeno volume, alta e média intensidade.

A evapotranspiração, como uma função de todos os fatores anteriormente descritos, também é um fator extremamente importante na recarga do aquífero (Szilagyi et al, 2003).

Brandes et al. (2005) estudaram 24 pequenas bacias hidrográficas na Pensilvânia e estabeleceram uma matriz de correlação para determinar o grau de correlação entre os parâmetros da bacia, como: área da bacia, densidade de drenagem, relevo, número de inclinação (*ruggedness number*, que equivale a duas vezes a densidade de drenagem pelo relevo da bacia), declividade, comprimento do canal, forma da bacia, profundidade dos solos, índice de população, cobertura vegetal, índice geológico e o grupo de solo hidrológico, e a constante de recessão dos hidrogramas de vazão analisados. Assim, obtiveram a constante de recessão positivamente correlacionada com a densidade de drenagem, número de inclinação, índice de população, e negativamente correlacionado com o índice geológico e o grupo de solo hidrológico. Sendo que a constante de recessão é independente para os parâmetros de tamanho da bacia (área e comprimento de canal).

O hidrograma da vazão pode ser dividido em três maneiras diferentes de como a água da chuva alcança o rio. Os componentes são: escoamento superficial (*direct runoff*), corresponde a água que corre pela superfície da terra; escoamento subsuperficial (*interflow*), consiste na água que flui sob a terra, mas não faz parte da água subterrânea; e escoamento de base (*base flow*), que é a descarga natural da água subterrânea (Barnes, 1939 apud Meyboom, 1961).

Chapman (1999) define a separação do escoamento de base do hidrograma de vazão como o processo que identifica o começo e o fim do escoamento superficial. O ponto onde começa é identificado quando o fluxo começa a aumentar, enquanto que o ponto de encerramento corresponde com a linha reta formada no gráfico entre o log da vazão e o tempo.

O hidrograma pode ser dividido em três partes principais: *ascensão*, altamente correlacionada com a intensidade da precipitação; *região do pico*, próximo ao valor máximo, quando o hidrograma começa a mudar de inflexão devido à diminuição da precipitação e/ou amortecimento da bacia, terminado quando finda o escoamento superficial, apresentando posteriormente somente o escoamento subterrâneo; *recessão*, nesta fase somente o escoamento subterrâneo está contribuindo para a vazão total do rio (Tucci, 2009).

A separação total do hidrograma em escoamento de base (*base flow*), escoamento superficial (*direct runoff*) e escoamento subsuperficial (*interflow*) é geralmente considerada satisfatória para o planejamento e o manejo dos recursos hídricos (Askoy et al, 2009).

Lin et al (2007) propuseram e desenvolveram um novo método de separação do escoamento de base baseado em soluções analíticas para a curva de capacidade de infiltração de Horton, que é referenciada como o método de infiltração de Horton. Sendo que esse método foi comparado com outros métodos de separação: um método de filtro digital (proposto por Lyne e Hollick, 1979 apud Lin et al, 2007); um método para reservatórios não-lineares; e o método da equação de Boussinesq. Foram selecionadas

quatro bacias hidrográficas na China, localizadas em diferentes regiões climáticas, para os estudos de caso.

A separação de hidrogramas consiste em avaliar os hidrogramas parciais de escoamento base, subsuperficial e superficial. Para proceder à separação dos componentes do hidrograma são normalmente utilizados os métodos clássicos, os métodos isotópicos e os métodos de modelagem determinística conceitual, que são apresentados a seguir: (Ramos et al, 1989).

- *Métodos clássicos*: a decomposição é feita por processos arbitrários, como a construção de segmentos de reta sob os ramos de ascensão e recessão ou na hipótese contida na equação de recessão.
 - *Primeiro método*: separa o hidrograma em dois componentes (hidrograma superficial e hidrograma de base), utilizando um tempo t_N a partir do qual a bacia só contribui com a parcela de vazão base proveniente dos reservatórios subterrâneos.
 - *Segundo método*: é baseado no modelo de reservatório linear, separando o hidrograma total em três componentes: superficial, subsuperficial e de base, sendo utilizada a hipótese da existência de um único coeficiente de recessão. O hidrograma total é plotado em papel monolog com os tempos no eixo linear.
- *Métodos Isotópicos*: por meio de técnicas isotópicas, onde um isótopo é utilizado como traçador, a separação de hidrogramas é realizada usando as equações de balanço de massa.

$$Q = (ES) + (SS + EB) \quad (2.7)$$

$$C_q Q = C_0(ES) + C_b(SS + EB) \quad (2.8)$$

Onde ES é o escoamento superficial; SS é o escoamento subsuperficial; EB é o escoamento de base; C_q é a concentração do traçador na vazão fluvial durante o período chuvoso; C_0 é

a concentração do traçador na vazão superficial, tomada como a concentração do traçador na água da chuva; e C_b é a concentração do traçador na vazão fluvial durante o período seco que antecede a chuva e as demais variáveis como definidas anteriormente.

Inicialmente, utilizavam-se isótopos radioativos, por exemplo o trítio (^3H), com resultados de precisão limitada para a separação do hidrograma. Posteriormente foram sendo utilizados isótopos estáveis, por exemplo, o ^{18}O e ^2H (deutério) que apresentaram resultados mais satisfatórios (Ramos et al, 1989).

- o *Método de modelagem determinística por modelos chuva-vazão*: representam uma expressão matemática das complexas inter-relações entre os vários fenômenos físicos que compõem o ciclo hidrológico, possibilitando, para uma dada região, um conhecimento mais claro do movimento da água sob o ponto de vista hidrológico. Os dados de entrada normalmente utilizados nos modelos de chuva-vazão são: as séries temporais de chuva e evaporação potencial e os dados relativos à bacia hidrográfica (área de drenagem, declividades, características dos solos superficiais, vegetação, redes de drenagem...).

Nathan e McMahon (1990) comparando as duas técnicas de separação do escoamento de base utilizaram como forma de mensurá-lo a razão adimensional da divisão de 90% do valor da duração do fluxo (Q_{90}) por 50% do valor da duração do fluxo (Q_{50}). O valor de Q_{90} é utilizado para medir a contribuição do escoamento de base na vazão e a razão Q_{90}/Q_{50} representa a porção da vazão originária do armazenamento da água subterrânea, excluindo os efeitos da área da bacia hidrográfica.

Wittenberg e Sivapalan (1999) também utilizaram uma técnica de separação do escoamento de base similar a utilizada por Nathan e McMahon (1990), porém utilizam um algoritmo de reservatório não linear para computar as séries de recargas, além de utilizar como *inputs* dados de precipitação.

Wittenberg e Sivapalan (1999) estimaram o balanço da água subterrânea não profunda (*shallow groundwater balance*) em uma bacia semi-árida no Oeste Australiano pela análise da recessão da vazão e pela separação do escoamento de base. A metodologia consistiu de quatro etapas:

- I. Análise da recessão do escoamento de base para estimar a relação entre armazenamento-descarga para um aquífero de água subterrânea;
- II. Estimar as perdas da variação sazonal da evapotranspiração baseado na estimativa das curvas de recessão do escoamento de base;
- III. Estimativa da recarga da água subterrânea baseada no inverso da separação do escoamento de base;
- IV. Estimar uma unidade responsável em função da zona vadosa para relatar a precipitação para a recarga da água subterrânea.

A metodologia para o balanço hídrico proposto pelos autores foi inteiramente empírica, baseada na decodificação dos dados observados de vazão, especialmente do fluxo de recessão, utilizando uma mistura de intuição física e de teoria da estabilidade do fluxo da água subterrânea (Wittenberg e Sivapalan, 1999).

A descarga da água subterrânea de reservatórios de águas subterrâneas não profundas é transportada para o rio e para a cabeceira do rio. Essa descarga tem uma resposta relativamente rápida pela água da chuva devido à mobilização de um evento anterior de reserva da água subterrânea, a uma pequena distância do rio, pela percolação da água da chuva que aumentou o nível hidráulico do reservatório da água subterrânea. Quando a recarga cessa e as influências superficiais, como os armazenamentos das depressões superficiais, perdas ou abstrações, são negligenciadas, o resultado da recessão do hidrograma de vazão reflete as relações de armazenamento-descarga somente para o aquífero de água subterrânea, que pode ser decodificado por análises numéricas apropriadas (Wittenberg e Sivapalan, 1999).

Levando em conta a não linearidade entre as relações de armazenamento e descarga é adicionado um expoente b na equação utilizada quando se considera a linearidade do armazenamento (Wittenberg e Sivapalan, 1999):

$$S = a \cdot Q^b \quad (2.9)$$

Sendo S o armazenamento, em m^3 e Q é recessão do escoamento de base, em m^3/s , o fator a apresenta dimensão em $m^{3-3b} s^b$. O expoente b é adimensional. Combinando a Equação

2.9 com a equação de continuidade para reservatórios de água subterrânea não lineares sem recarga, $dS/dt = -Q$, é obtida a Equação (2.10) da curva de recessão começando com um valor inicial de descarga Q_0 , a saber:

$$Q_1 = Q_0 \left(1 + \frac{(1-b)Q_0^{1-b}}{ab} t \right)^{1/(b-1)} \quad (2.10)$$

Pelos dados de recessão da vazão os valores dos parâmetros a e b podem ser determinados pela interação do método dos quadrados mínimos (Wittenberg e Sivapalan, 1999).

As perdas do armazenamento da água subterrânea pela evapotranspiração são dependentes da sazonalidade via o fator a_I e o volume de água subterrânea armazenada S que pode ser expresso por:

$$EVT_i = S_{i-1} \left(\frac{1}{1 + S_{i-1}/a_R^2} - \frac{1}{1 + S_{i-1}/a_R a_1} \right) \quad (2.11)$$

Onde EVT corresponde a evapotranspiração, S armazenamento do aquífero, a_R é ao “verdadeiro” coeficiente do reservatório e a_1 é o coeficiente de recessão que depende das variações sazonais (Wittenberg e Sivapalan, 1999).

Wittenberg e Sivapalan (1999) utilizaram um procedimento de filtro digital para a separação do escoamento de base para reservatórios lineares e com os dados diários de escoamento de base (Q) calcularam a recarga efetiva da água subterrânea para toda a série de tempo como sendo igual a:

$$GWR_i = S_i - S_{i-1} + \int_{t_{i-1}}^{t_i} Q dt + EVT_i \quad (2.12)$$

Onde S é o armazenamento atual computado pela equação 2.9 utilizando um armazenamento não parcial (*unbiased storage*) do fator a_R (coeficiente “verdadeiro” do reservatório), EVT corresponde com a evapotranspiração obtida de acordo com a equação 2.11. É evidente que durante a recessão do fluxo da água subterrânea a recarga (GWR) é igual a zero.

O escoamento de base ou fluxo de base (*base flow*) é considerado como a contribuição da água subterrânea na vazão do rio (Arnold et al, 1995). O fluxo da água subterrânea pode ser classificado em três tipos baseados na profundidade e na proximidade com as características da superfície de drenagem: superficial, intermediário e sistema de fluxo regional (Toth, 1963 apud Arnold et al. 1995).

Existem muitas técnicas que são utilizadas para separar o escoamento de base, podendo ser agrupadas em dois tipos principais: aquelas que assumem que o fluxo de base é uma resposta de um evento de chuva que ocorre simultaneamente com o escoamento superficial, e aqueles que consideram o efeito de armazenamento da água assumindo que a recessão do escoamento de base continua após o tempo de início do escoamento superficial (Nathan e McMahon, 1990).

Enquanto que a forma precisa do hidrograma do escoamento de base é dependente das condições hidrogeológicas e geomorfológicas, a forma geral do hidrograma do escoamento de base pode ser caracterizada segundo Nathan e McMahon (1990), como sendo:

1. A recessão do escoamento de base continua depois do pico do hidrograma total devido ao fluxo inicial de saída da vazão para os reservatórios adjacentes (ponto de início do evento de chuva);
2. O escoamento de base terá o seu pico após o pico do hidrograma total devido ao efeito armazenamento-expulsão do estoque subsuperficial;
3. A recessão do escoamento de base se comporta como uma função de decaimento exponencial; e
4. O escoamento de base irá se unir ao hidrograma total quando cessar o escoamento superficial (período de recessão).

- Método de separação de escoamento de base pela suavização de mínimos (*Smoothed Minima Technique*)

O escoamento de base é obtido quando se aplicam as simples regras de suavização e separação do hidrograma total de vazão. A metodologia da técnica pode ser obtida seguindo os seguintes passos: primeiro, o mínimo de 5 dias de períodos não coincidentes são obtidos de todo o período de dados; depois, essa série mínima é obtida de valores que

são menores do que 1,11 vezes dos outros dois valores; por fim são obtidos os valores centrais que são definidos como pontos críticos. Pela conexão de todos os pontos críticos é construído o hidrograma do escoamento de base.

O método de separação de escoamento de base pela suavização de mínimos (UKIH) de separação do escoamento de base é realizado numa série histórica de dados de vazão. Hisdal et al (2003, apud Askoy et al., 2009) apresenta o método por meio das seguintes etapas:

- a) Divide-se os dados da vazão diária em blocos não coincidentes de 5 dias;
- b) Marca-se o mínimo de cada um desses blocos, denominando-os de $Q_1, Q_2 \dots Q_r$. Considerando a seqüência $(Q_1, Q_2, Q_3), (Q_2, Q_3, Q_4), \dots, (Q_{r-1}, Q_r, Q_{r+1})$. Em cada caso se:

$$0,9 Q_t \leq \min_{(Q_{t-1}, Q_{t+1})} \text{ (para rios perenes e intermitentes)}$$

é satisfeito, então o valor central se torna o ponto crítico da linha do escoamento de base. Esse processo deve ser feito em toda série de dados de vazão a ser analisada.

- c) Permitir que as descargas nos pontos críticos sejam Q_1, Q_2, \dots, Q_m . Unindo os pontos críticos com linhas retas para formar o hidrograma do escoamento de base. Se, para um dia, o escoamento de base estimado excede o fluxo total para aquele dia, o valor estimado será igual ao fluxo total diário.

- O método do Filtro Digital Recursivo (*Recursive Digital Filter*):

O recurso do método de filtro digital recursivo (RDF) derivado de estudos de análises de sinais é utilizado para a separação do escoamento subterrâneo conforme a seguinte equação (Lyne e Hollick, 1979 apud Lin et al, 2007, Nathan e McMahon, 1990; Askoy et al, 2009):

$$q_t = \alpha q_{t-1} + \frac{1+\alpha}{2} (Q_t - Q_{t-1}) \quad (2.13)$$

Onde q é a parte do escoamento correspondente ao escoamento superficial, Q é a vazão total e α é o parâmetro do filtro. Assim, o escoamento de base é obtido pela equação:

$$EB = Q - q \quad (2.14)$$

A justificativa em se usar esta técnica está baseada simplesmente no suporte de se filtrar removendo os sinais de alta frequência, realizando na mesma operação a separação do escoamento de base de baixa frequência do de alta frequência que a vazão apresenta. Esta técnica permite uma estimativa objetiva e repetitiva com base no índice de escoamento de base que é facilmente automatizado (Nathan e McMahon, 1990).

Nathan e McMahon (1990) estabelecem que o valor mais próximo do ótimo para o parâmetro do filtro digital (α) é de 0,925. A série de dados é filtrada por três vezes: para frente, para trás e novamente para frente. As respostas de saídas não podem dar valores negativos nem acima do valor do fluxo diário. Todos os estudos das técnicas avaliadas pelos autores foram baseados em dados diários de vazão de 186 bacias no sudeste da Austrália.

Para suprir a ineficiência e a subjetividade aplicada aos métodos gráficos, os métodos dos filtros digitais foram introduzidos. Entretanto, esses métodos sofrem com a falta de interpretabilidade física (Peters e van Lanen, 2005). Realizando uma evolução de alguns filtros, Nathan e McMahon (1990) relatam que ‘esses métodos não atendem as condições de simulação atual de escoamento de base, mas têm visado propor um índice objetivo que relata uma resposta do escoamento de base’.

Para realizar a comparação entre os métodos do filtro digital e as técnicas de suavização dos mínimos foi utilizado o índice do fluxo de base (*base flow index* – BFI), que representa a razão do volume de escoamento de base pelo volume total da vazão obtido pelas duas metodologias, os autores Nathan e McMahon (1990) obtiveram um alto coeficiente de determinação (r^2) de 0.94 com erro padrão de 0.05. Os resultados obtidos por Nathan e McMahon (1990) também demonstraram que o filtro digital promove uma estimativa mais estável do índice do fluxo de base do que a técnica de suavização mínima, sendo, portanto mais útil na caracterização das condições da bacia.

Chapman (1991 apud Mau e Winter, 1997) determinou que a equação 2.12 apresentava uma inconsistência com a teoria convencional de recessão, porque predizia que o

escoamento de base era constante quando o escoamento superficial estava ausente. Sendo assim, a equação foi modificada para:

$$q_t = (3 - \alpha - 1)(3 - \alpha)^{-1}q_{t-1} + 2(3 - \alpha)^{-1}(Q_t - \alpha Q_{t-1}) \quad (2.15)$$

Chapman (1999) também testou a separação do escoamento de base por meio de diferentes algoritmos com um, dois e três parâmetros, e obteve como resultado que o algoritmo com dois parâmetros, para as condições analisadas, foi o que apresentou melhor consistência quando comparado pelo índice do fluxo de base (BFI).

Chen e Lee (2003) também utilizaram o índice de fluxo de base (BFI) para comparar os resultados obtidos na obtenção da descarga da água subterrânea utilizando a estimação dos dados de vazão (*base-flow-record estimation*).

Arnold et al. (1995) também utilizaram a técnica de separação automática do escoamento de base baseada no filtro digital recursivo, sendo que esta técnica foi comparada com outras três técnicas automáticas e um método de separação manual. Sendo também desenvolvida uma segunda técnica, adaptada do processo de obtenção da curva padrão de recessão, para calcular a inclinação da curva de recessão do escoamento de base dos dados de vazão. Esse estudo foi realizado para um aquífero superficial.

Arnold et al. (1995) compararam os resultados do filtro digital recursivo com os resultados do programa computacional PART (Rutledge, 1993). Depois realizaram a comparação entre as duas metodologias com base na equação 2.16 (Rutledge e Daniel, 1994):

$$P = 100(Ra - Rm)/Rm \quad (2.16)$$

Onde P é a porcentagem do resultado de quanto a técnica automática excede da manual; Ra são os resultados do método automático; e Rm são os resultados do método manual.

- *PART*: Programa computacional para estimar a descarga média da água subterrânea.

O método de estimação do escoamento de base é uma forma de divisão dos dados de vazão (*streamflow partitioning*) em que são utilizados valores diários de vazão com interpolação linear para estimar a descarga da água subterrânea durante os períodos de escoamento superficial. Este método difere dos outros por ser baseado na recessão antecedente da vazão, sendo os outros baseados em precipitações antecedentes (Rutledge, 1993).

O algoritmo utilizado pelo programa está baseado em executar uma variedade de dados unidimensionais médios diários de vazão procurando encontrar uma variedade de dias que ajustam uma recessão antecedente requerida (*requirement of antecedent recession*). Para esses dias, a descarga da água subterrânea equivale à vazão, contanto que não seja seguido pelo declínio diário de mais de 0.1 do ciclo de log (Rutledge, 1993).

A Figura 2.5 apresenta o hidrograma do resultado da divisão da vazão. Quando a descarga da água subterrânea equivale com a vazão as curvas coincidem-se, sendo que o período requerido da recessão antecedente equivale a três dias (Rutledge, 1993).

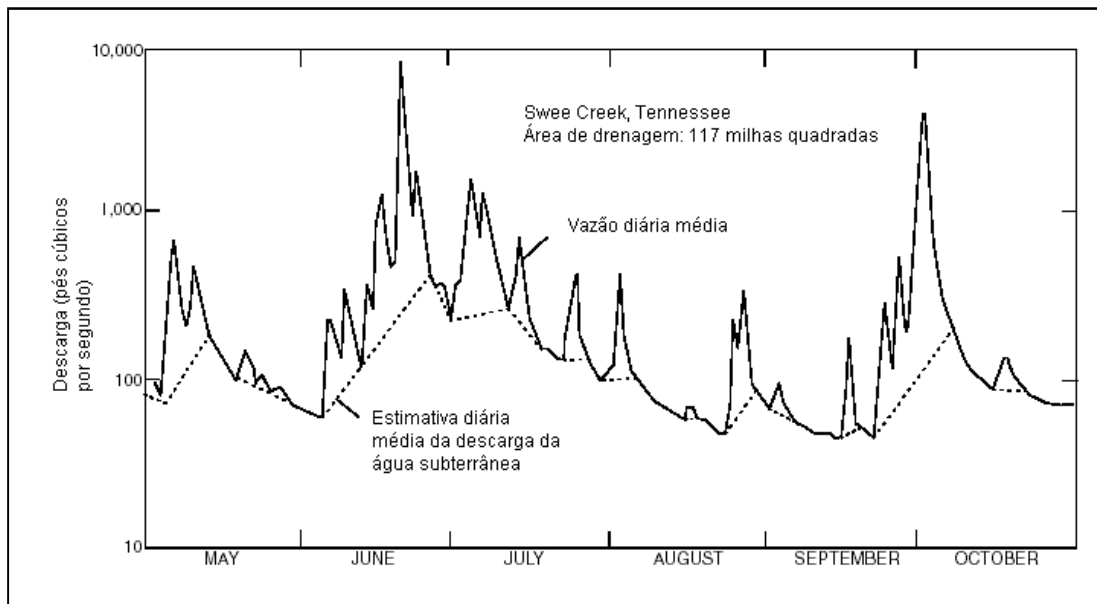


Figura 2.5 - Hidrograma do resultado da divisão da vazão obtido pelo programa PART.

Eckhardt (2008) comparou índices de escoamento de base de 65 bacias Norte Americanas, que foram calculados com sete diferentes métodos de separação do escoamento de base: HYSEP1, HYSEP2, HYSEP3, PART, BFLOW, UKIH, e Eckhardt. Mesmo sem se conhecer o verdadeiro valor do índice de escoamento de base, os resultados obtidos pelo

método de Eckhardt apareceu como sendo o mais plausível hidrológicamente do que os outros algoritmos propostos.

HYSEP é um programa de computador, que imita três métodos de separações manuais (Sloto e Crouse, 1996 apud Eckhardt, 2008), em um método de intervalo fixo, o hidrograma da vazão é dividido em intervalos não-interseccionados. O programa BFLOW segue a metodologia proposta por Arnold e Allen (1999), em que o escoamento de base é usualmente associado com a descarga de água do armazenamento da água subterrânea.

Mau e Winter (1997) também utilizaram uma divisão gráfica dos dados de vazão (*graphical partitioning*) para determinar os componentes do escoamento de base a partir de dados de vazão. Considerando que a descarga da água subterrânea é igual a vazão nos períodos de baixo fluxo, e durante os períodos de alto fluxo a descarga da água subterrânea sendo estimada pela interpolação linear dos períodos adjacentes de baixo fluxo. Não sendo possível utilizar o método de Rutledge (1993), pois o período de antecedência requerido para o local analisado era menor do que um dia.

- o *O método de filtro de separação do escoamento de base pela suavização de mínimos (FUKIH):*

Pela literatura o método UKIH (Método de separação do escoamento de base pela suavização de mínimos) apresenta valores de escoamento de base maiores do que pelo método RDF. A seqüência total da vazão é primeiro separado pelo método UKIN e depois filtrado pelo método RDF para frente, conforme pode ser apresentado nas Figuras 2.6 e 2.7.

Peters e van Lanen (2005) desenvolveram uma nova proposta de filtro para estimar a continuidade do escoamento de base a partir de observações da vazão, níveis da água subterrânea e precipitação em excesso. O filtro foi demonstrado utilizando dados da bacia Pan (UK). Para avaliar os resultados do novo filtro, eles foram comparados com resultados de outros filtros de separação, como o método aritmético BFI, o filtro digital de dois parâmetros Boughton (Boughton, 1993 apud Peters e van Lanen, 2005) e o método proposto por Kliner e Kněžek (1974 apud Peters e van Lanen, 2005).

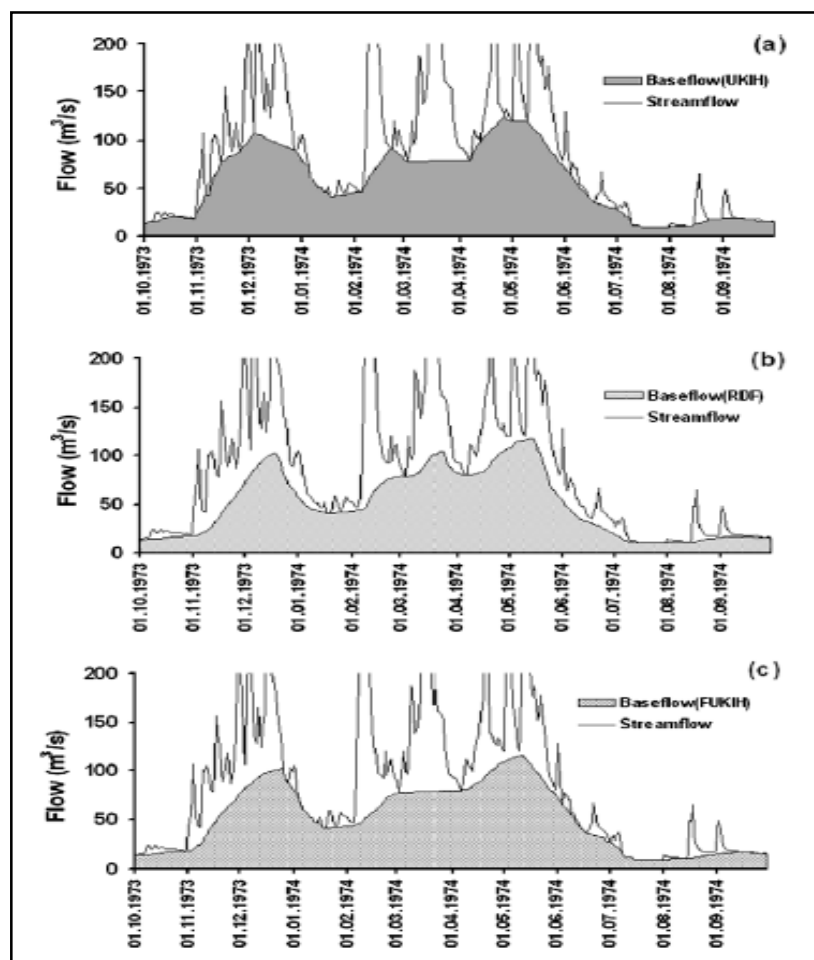


Figura 2.6 – Comparação entre os métodos de separação do escoamento de base pelos métodos: UKIH (a), RDF (b) e FUKIH (c). Fonte: Askoy et al (2009).

Askoy et al (2009) utilizaram o método de separação de escoamento de base pela suavização de mínimos do Instituto de Hidrologia do Reino Unido (*The Smoothed Minima Baseflow Separation – UKIH*), como um tipo de filtro de desagregação da vazão diária nos componentes de escoamento superficial e subsuperficial do escoamento de base, sendo acoplado com o método do filtro digital recursivo (*Recursive Digital Filter –RDF*) para desenvolver o método de filtro de separação do escoamento de base pela suavização de mínimos (*The Filterd Smoothed Minima Baseflow Separation Method – FUKIH*).

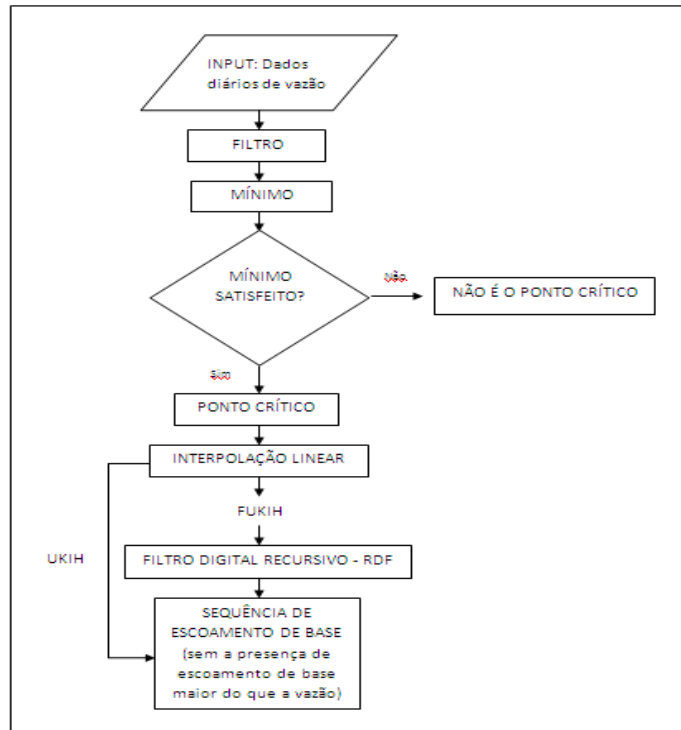


Figura 2.7 – Diagrama de fluxo dos métodos de separação do escoamento de base.
Fonte: Askoy et al (2009).

2.3 - RECARGA DE AQUÍFEROS

A recarga pode ocorrer de maneira natural ou artificial, a recarga natural inclui percolação na cabeceira do rio; percolação profunda da chuva; vazamento de tanques, lagos e reservatórios e influxo subsuperficial. Na recarga artificial a entrada de água pode se dar pelo vazamento de reservatórios, canais, tanques e outros tipos de estruturas de contenção de água; irrigação ou outras aplicações de água incluindo inundações deliberadas de uma área naturalmente porosa; descarga de efluentes e percolação de tanques; e injeções, como por poços ou estruturas similares (ASCE, 1996).

No ciclo hidrológico parte da precipitação na bacia infiltra (*infiltration*) através do solo para o nível de água e se torna água subterrânea (*groundwater*). Parte dessa água abastece o rio como fluxo de base (*groundwater discharge*) e parte é perdida pela atmosfera pela evapotranspiração (*evapotranspiration*). A recarga (*groundwater recharge*) pode ser descrita conforme a equação abaixo (Arnold e Allen, 1999):

$$R = EB + EVT + S + St \quad (2.17)$$

Onde R é a recarga da água subterrânea, EB é o escoamento de base (descarga da água subterrânea), EVT é a evapotranspiração, S é percolação profunda perdida para fora da bacia, e St é a mudança no armazenamento da água subterrânea.

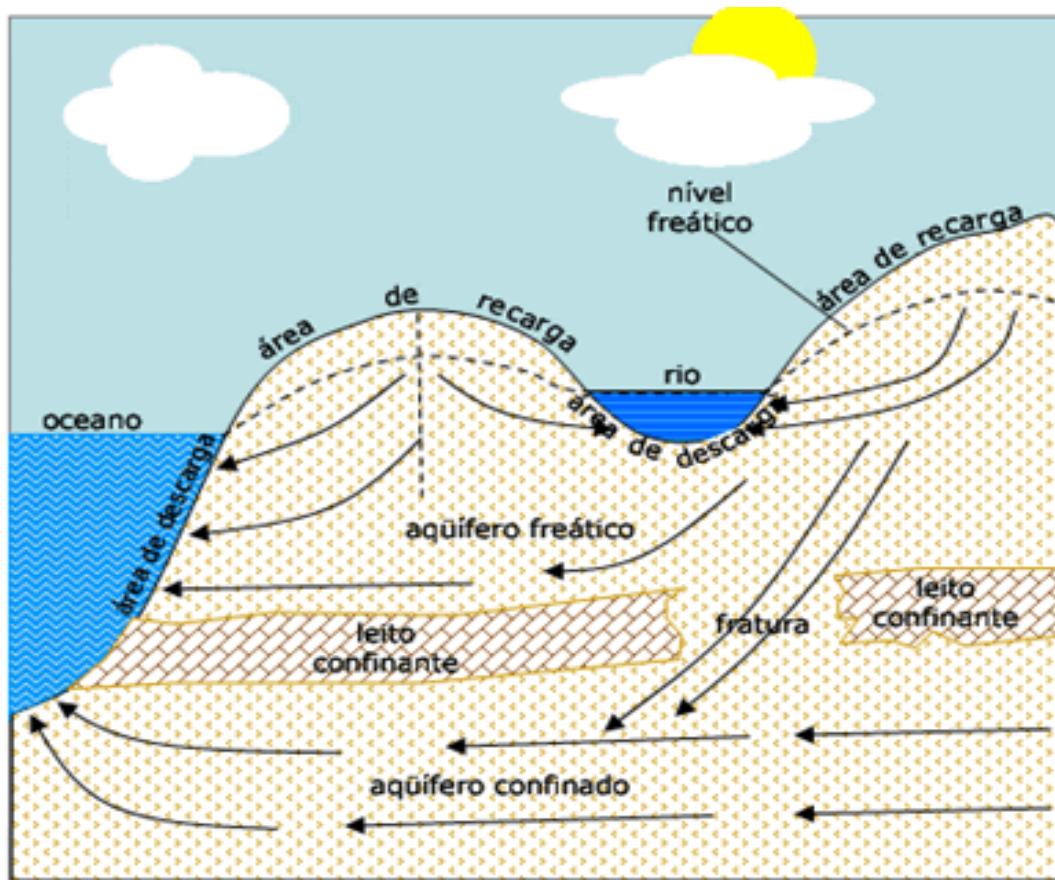


Figura 2.8 – Diagrama da recarga e da descarga da água subterrânea. Fonte: http://www.sanasa.com.br/noticias/not_con3.asp?par_nrod=558&flag=PC-2

A recarga da água subterrânea apresenta significativas variações espaciais e temporais, como consequência de variações nas condições climáticas, uso do solo, irrigação e heterogeneidade hidrológica (Arnold e Allen, 1999).

Em muitos casos, a recarga da água subterrânea é estimada através das flutuações ocorridas no nível de água em poços de observações, que é multiplicado pelo rendimento específico (*specific yield*) do material do aquífero (Mau e Winter, 1997). Porém, o objeto de estudo

nesse trabalho é a estimativa da recarga por meio de dados de vazão, que também já vem sendo objeto de estudo a mais de um século (Mau e Winter, 1997).

Vários autores (Rutledge, 1993; Rutledge e Daniel, 1994) têm investigado a recessão da vazão, particularmente o escoamento de base, tendo estimado a contribuição da água subterrânea na vazão, que em alguns casos, tem assumido que o valor do escoamento de base é igual ao da recarga da água subterrânea.

Rutledge e Daniel (1994), Rorabaugh (1964) utilizaram como alternativa para a estimação dos dados de escoamento de base o método do deslocamento da curva de recessão (*recession curve displacement method*) também sendo referido como método de Rorabaugh, que consiste no cálculo da estimativa da recarga total para cada pico da vazão. A desvantagem em se utilizar esse método é que a recarga deve ser calculada manualmente para cada evento de recarga, porém Rutledge (1993) propôs alguns programas computacionais que automatizam esse método (RECESS, RORA e PART), retirando assim a subjetividade da análise manual.

Chen e Lee (2003) estimaram a recarga da água subterrânea para a bacia do Rio Cho-Shui em Taiwan por meio de análises do balanço entre a recarga e a descarga da água subterrânea a partir de hidrogramas de vazão. Duas metodologias foram analisadas, a primeira consiste no método do deslocamento da curva de recessão (*recession curve displacement method*), que assume a linearidade da curva padrão de recessão, e a segunda metodologia consiste na estimação dos dados de fluxo de base (*base flow record estimation*) que visa separar o fluxo de base do hidrograma de vazão avaliando a descarga drenada da água subterrânea para o rio.

- Método do deslocamento da curva de recessão (*The recession-curve-displacement method*)

A metodologia de Rutledge e Daniel (1994) implementa e automatiza o método do deslocamento da curva de recessão, também denominado de método de Rorabaugh (Rorabaugh, 1964). Este método é somente aplicado para dados de vazão em bacia onde a regulação e o desvio do fluxo podem ser negligenciados (Chen e Lee, 2003).

Esse método é baseado no deslocamento para cima da curva de recessão da descarga da água subterrânea que ocorre devido ao evento de recarga. A descarga total da água subterrânea é a parte do hidrograma que foi deslocada para cima (*upward shift*). Quando o escoamento superficial é negligenciável, o fluxo da descarga total da água subterrânea pode ser baseado em uma recessão antecedente (Chen e Lee, 2003). A proposta empírica do tempo de base do escoamento superficial ($N[d]$) como uma função da área de drenagem pode ser obtida pela seguinte expressão:

$$N = A^{0.2} \quad (2.18)$$

Onde ($N[d]$) corresponde ao tempo de base do escoamento superficial e A é a área de drenagem da estação fluviométrica, em milhas quadradas. O tempo de base do escoamento superficial corresponde ao número de dias depois do pico no hidrograma de vazão onde o fluxo atribuído ao escoamento superficial, incluindo o escoamento subsuperficial pode ser negligenciável. Assim, a área do hidrograma de vazão só pode ser considerada como a descarga total da água subterrânea, se for precedida por um período de recessão igual ou maior do que N (Chen e Lee, 2003).

A descarga da água subterrânea para o rio é expressa por Rorabaugh (1964) como uma função complexa do tempo após a recarga, sendo que essa função pode ser aproximada depois do “tempo crítico” pela seguinte equação:

$$T_c = \frac{0.2a^2S}{TR} \quad (2.19)$$

Onde T_c é igual ao tempo crítico, a equivale a distância média do rio até o divisor hidrológico, S é o coeficiente de armazenamento e TR é a transmissividade. Porém, para se obter o tempo crítico com uma função do índice de recessão (K) deve-se combinar a equação 2.19 com a seguinte equação de Rorabaugh e Simons (1966 apud Chen e Lee, 2003):

$$K = \frac{0.933a^2S}{TR} \quad (2.20)$$

Resolvendo e substituindo $(a^2)S/TR$ na equação 2.19, T_c pode ser expresso como:

$$T_c = 0,2144K \quad (2.21)$$

Meyboom (1961) demonstrou que era possível separar graficamente o escoamento de base do hidrograma de vazão quando se plota o logaritmo da descarga da vazão pelo tempo, sendo que o volume total do fluxo de base ainda ajuda no armazenamento, correspondendo com o ponto da curva de recessão da água subterrânea. O volume total do fluxo de base pode ser descarregado durante todo o período de recessão da água subterrânea podendo ser computado pela integração da equação de *Butler*, assim a descarga total potencial da água subterrânea (V) pode ser reescrita:

$$V = \frac{Q \times K}{2,3026} \quad (2.22)$$

Sendo V é a descarga total potencial da água subterrânea (pés-cúbicos (ft^3)), Q é a descarga da água subterrânea no tempo inicial da recessão do fluxo de base (pés-cúbicos por segundo (ft^3/s)); e K corresponde ao índice de recessão (dias por ciclo de log). Segundo Rutledge e Daniel (1994) a recarga tende a aumentar a descarga total potencial da água subterrânea (V), que é o volume de água total que será drenado do sistema em um tempo infinito se não tiver outro evento de recarga.

A diferença entre o montante atual da descarga da água subterrânea no fim da recessão do escoamento de base e a descarga total potencial da água subterrânea no começo da mesma recessão é denominada de “descarga potencial remanescente da água subterrânea”. Sendo a recarga da água subterrânea obtida pela diferença entre a descarga total potencial da água subterrânea no começo de qualquer recessão e a descarga potencial remanescente da água subterrânea no final da precedente recessão do fluxo de base (Meyboom, 1961).

Rorabaugh (1964) e Rutledge e Daniel (1994) demonstraram que a descarga total potencial da água subterrânea para o rio depois do tempo crítico do pico da vazão é aproximadamente igual à metade do volume total de água que recarrega o sistema de água subterrânea durante o período de pico. Assim, pelo princípio da superposição a recarga total pode ser calculada pela seguinte expressão (Chen e Lee, 2003):

$$R = \frac{2(Q_2 - Q_1)K}{2.3026} \quad (2.23)$$

Onde R é o volume total da recarga devido ao evento (ft^3), Q_1 é a descarga da água subterrânea no tempo crítico extrapolada do pré-evento da recessão da vazão (ft^3/s), e Q_2 é a descarga da água subterrânea no tempo crítico extrapolada do pós-evento da recessão da vazão (ft^3/s).

Chen e Lee (2003), assim como diversos autores (Nathan e McMahon, 1990; Rutledge, 1993; Rutledge e Daniel, 1994; Rutledge, 1998) utilizaram para determinar a inclinação da recessão o método de faixa justaposta (*Matching strip method*) que obtêm a curva padrão de recessão (MRC).

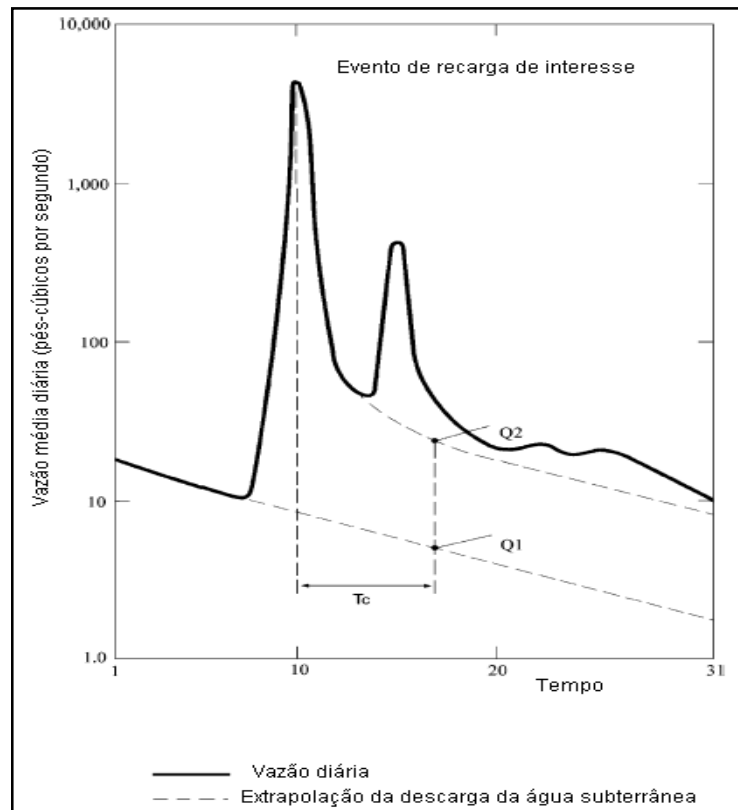


Figura 2.9 – Processo de uso do método do deslocamento da curva de recessão para estimar a recarga da água subterrânea em resposta a um evento de recarga. Fonte: Chen e Lee (2003).

Muitos estudos de recarga da água subterrânea baseados em dados da recessão utilizando modelos unidimensionais de fluxo da água subterrânea para o rio, como o modelo proposto

por Rorabaugh (1964, apud Mau e Winter, 1997) requerem rígidas simplificações como: o rio penetra completamente o aquífero, a porosidade é isotrópica e homogênea, a recarga ocorre uniformemente por todo o aquífero, e a base do aquífero é formado por rocha impermeável. Assim, quando se utilizam pequenas bacias essas considerações muitas vezes não ocorrem em pequena escala (Mau e Winter, 1997).

Rorabaugh (1964 apud Mau e Winter, 1997) modificou a mesma equação de fluxo para determinar o fluxo da água subterrânea para o rio, neste segundo caso baseado em uma recarga constante e não mais instantânea. Assim, a taxa constante de recarga (dh/dt) na série infinita equivale a:

$$q = CaS\{1 - (8/\pi^2)[e^{-\pi^2 Tt/4a^2 S}]\} \quad (2.24)$$

Onde C é a constante dh/dt , q é a descarga da água subterrânea para o rio (ft^3/s), a é a metade da altura do aquífero (m), S é o coeficiente de armazenamento do aquífero (adimensional), T é a transmissividade do aquífero (ft^2/s) e t é o tempo em dias. Como o fluxo é próximo ao estável, assim o fluxo da água subterrânea para o rio é igual a taxa de recarga, ficando a equação simplificada para (Mau e Winter, 1997):

$$q = CaS \quad (2.25)$$

Rorabaugh (1964) para resolver a equação 2.24 desenvolveu uma curva típica adimensional plotando q/CaS contra o tempo, Tt/a^2S . Assim, para calcular a taxa constante de recarga a seguinte equação é utilizada (Mau e Winter, 1997):

$$CS = \Delta Q/A(q/CaS) \quad (2.26)$$

Onde ΔQ é o incremento da descarga entre a curva típica ajustada e a linha base da recessão, A é a área total de drenagem da bacia, e q/CaS é um valor na curva típica que corresponde com o ΔQ no ponto da curva. Para calcular o volume da recarga, CS é multiplicado pelo número de dias da recarga constante ocorrida. O número de dias é determinado pela inspeção da extensão do tempo que melhor se ajusta na curva típica com o tempo real do hidrograma (Mau e Winter, 1997).

Chapman (1999) estimou a recarga da água subterrânea durante o período de escoamento superficial como sendo muito sensível a não-linearidade do armazenamento. Para se estimar a recarga com base no balanço hídrico foi utilizada a seguinte equação:

$$R = S_2 - S_1 + \int_{t_1}^{t_2} Q_b dt \quad (2.27)$$

Onde S_1 e S_2 são os armazenamentos da água subterrânea nos tempos t_1 e t_2 , respectivamente, antes e após o período de escoamento superficial e Q_b é o escoamento subterrâneo.

Lorenz e Delin (2007 apud Delin et al, 2007) desenvolveram um método de recarga denominado “regressão da recarga regional” (*regional regression recharge – RRR*). Essa metodologia consiste em estimar a recarga por um método de regionalização do local ou da escala da bacia para estimar a recarga para uma larga região.

Para comparar o método de regressão da recarga regional, Delin et al (2007) utilizaram outros métodos de recarga, como balanço da água na zona não-saturada (*unsaturated-zone water-balance – UZWB*), baseado nas análises de dados da umidade do solo no perfil da zona não-saturada; três aproximações das flutuações do nível de água (*water-table fluctuation approaches – WTF*), que mensura as mudanças nas elevações no nível da água no montante de água armazenada no aquífero, por meio observações de poços; datação de idade da água subterrânea (*age dating of ground water*), que corresponde ao período que a água leva transcorrendo do aquífero para a recarga; e o método de recarga RORA.

Devido ao clima e a geologia de Minnesota, a zona não-saturada do solo se apresenta com um pouco mais de um metro de espessura, e a recarga da água geralmente requer menos do que um ano para atravessar da superfície para o nível de água (Delin et al, 2007).

2.4 - DESCARGA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA

A descarga da água subterrânea pode ser estimada através de dados de vazão. Horton (1933 apud Chen e Lee, 2003) descreve um método de deslocamento horizontal como uma

“curva de depleção normal” através do hidrograma. Sendo que a descarga da água subterrânea corresponde com os segmentos do hidrograma que coincidem com essa curva que representam os períodos de vazão. Assim, para se estimar a descarga da água subterrânea durante os períodos de escoamento superficial pode ser feita pela simples união dos pontos onde o hidrograma se afasta da curva de depleção normal.

Para estimar os dados de escoamento de base (*base-flow-record estimation*) Chen e Lee (2003) utilizaram a divisão da vazão (*streamflow partitioning*). Rutledge (1992 apud Chen e Lee, 2003) desenvolveu esse método baseado num período de recessão antecedente da vazão, o método consiste em obter dados diários de vazão e utilizar uma extrapolação linear para estimar a descarga da água subterrânea durante o período do escoamento superficial. Entretanto para alguns dados de vazão, esta extrapolação pode causar o cálculo da descarga da água subterrânea maior do que os dados de vazão para alguns dias analisados, sendo necessária a correção desse erro.

Comparando entre a recarga e a descarga da água subterrânea, Chen e Lee (2003) utilizaram o balanço de água segundo a equação a seguir:

$$\Delta S = Q_R - Q_{EB} - Q_{EVT} - Q_S \quad (2.28)$$

Onde ΔS é a mudança no armazenamento da água subterrânea, Q_R é a recarga da água subterrânea, Q_{EB} é o escoamento de base, Q_{EVT} é a evapotranspiração, e Q_S é a percolação profunda. Assumindo para esse modelo que: somente o escoamento superficial e o escoamento de base que são os componentes da vazão, o escoamento subsuperficial é desconsiderado; o nível da água subterrânea é invariável ($\Delta S = 0$), os fatores naturais como a evapotranspiração, precipitação e fatores humanos produzidos não afetam o nível de água; a evapotranspiração da zona saturada é próxima a zero ($Q_{EVT} \cong 0$); e o aquífero apresenta base de material impermeável ($Q_S = 0$), sendo que as condições de contorno laterais são verticais e não existe fluxo através delas. Assim, por meio de todas essas considerações, o balanço hídrico pode ser resumido a (Chen e Lee, 2003):

$$Q_R = Q_{EB} \quad (2.29)$$

Sendo que Q_R é obtido pelo método do deslocamento da curva de recessão (*recession-curve-displacement method*), e Q_{EB} pode ser obtido pela estimação dos dados de escoamento de base (*base-flow-record estimation*).

Rutledge e Daniel (1994) também realizaram a comparação entre a recarga média da água subterrânea estimada pelo método automático do deslocamento da curva de recessão e a média do escoamento de base estimado pelo método da estimação dos dados de escoamento de base e obtiveram alta correlação entre ambos. Porém, determinaram que, no ano base, o escoamento de base foi em de torno de 10% menor do que os valores de recarga, essa perda pode ser devido à transpiração da vegetação ripária diretamente da água subterrânea.

Mau e Winter (1997) para aplicar o método da recarga constante deve ser considerado que a descarga da água subterrânea para o rio é igual a recarga da água subterrânea. Porém, foi obtido que a determinação do componente de escoamento de base dos dados de vazão foi menor do que os resultados obtidos para estimativa da recarga da água subterrânea.

2.5 – CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO RIO DAS FÊMEAS – BA

O Grupo Urucuia distribui-se por seis estados brasileiros: Bahia, Tocantins, Minas Gerais, Piauí, Maranhão e Goiás, onde ocupa uma área estimada de 120.000 km². Deste total, cerca de 75 - 80% estão encravados na região oeste do Estado da Bahia, sendo denominada de “Chapadão do Urucuia”, que a partir da década de 80, vem sofrendo acentuado processo de expansão agro-industrial, o que a torna, em termos econômicos e sociais, uma área de fundamental importância no desenvolvimento do país. As culturas predominantes nos chapadões são: a soja, o café, o algodão e o milho, estes três últimos, normalmente irrigados. A irrigação destas culturas, demanda a utilização de grande quantidade de água, seja ela superficial e/ou subterrânea, além da extensiva atividade agropecuária (Bonfim e Gomes, 2004).

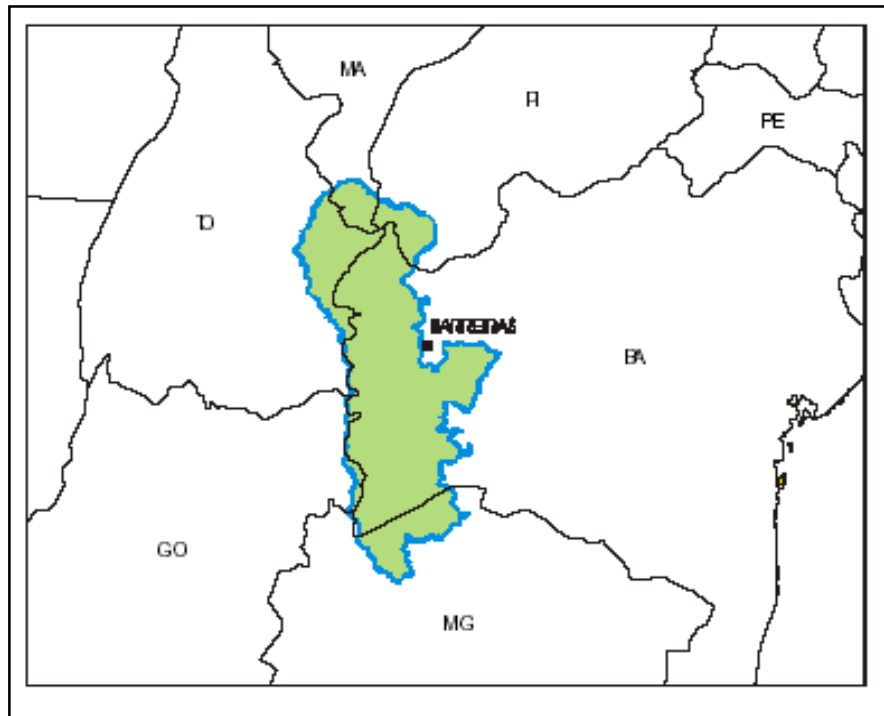


Figura 2.10 – Área de ocorrência da formação Urucua. Fonte: Bonfim e Gomes (2004).

No caso específico da geologia e da água subterrânea, pouco se conhece a seu respeito na região do Chapadão do Urucua. Nos últimos anos, a Superintendência de Recursos Hídricos da Bahia vem executando junto com a Universidade Federal da Bahia estudos em sub-bacias hidrográficas isoladas, com o uso de métodos elétricos geofísicos, com a finalidade de caracterizar hidrogeologicamente o aquífero. Considerando-se que a água subterrânea explorada de forma irracional pode levar a exaustão dos aquíferos além do inter-relacionamento da água subterrânea com a água superficial. Hidrogeologicamente, o Grupo Urucua tem na realidade um potencial extremamente mais elevado do que o considerado até então (Bonfim e Gomes, 2004).

A área do Chapadão do Urucua compreende uma região de relevo aplainado com altitudes variando suavemente de 900–1000m no Estado de Goiás, até 600–650m no Estado da Bahia. Nesse extenso planalto localiza-se o principal divisor, de águas superficial e subterrânea, entre as bacias dos rios São Francisco e Tocantins. A rede de drenagem apresenta em sua maioria rios perenes, relativamente competentes, estruturalmente controlados e grandemente alimentados por deflúvios de águas subterrâneas (Lima, 2000).

Com relação a geomorfologia, a ocorrência do Sistema Aquífero Urucuaia tem se a unidade de relevo *Chapada do São Francisco*, também denominada de Chapadão do Oeste Baiano, sendo a mais representativa da região, em termos hidrogeológicos, por conter a área de recarga do sistema. Nessa região se destaca a Serra do Geral de Goiás como a principal feição. As nascentes dos rios pertencentes à bacia hidrográfica do Tocantins estão dispostas por toda a borda oeste da Serra do Geral de Goiás e do Tocantins, que são alimentados pelo escoamento de base desse sistema (Gaspar, 2006).

O Sistema Aquífero Urucuaia (SAU) apresenta um manancial subterrâneo homogêneo e isotrópico, pelas informações de poços perfurados na região podem ser admitidos quatro subtipos de aquíferos (Gaspar, 2006):

- *Aquífero livre regional*: representa a maior unidade hidrogeológica do SAU, e sobrepõe-se aos demais subtipos, seu escoamento de base é responsável pela perenidade e elevada vazão específica da rede de drenagem da região do extremo oeste baiano, contribuindo assim para a regularização da vazão do médio rio São Francisco no período de seca.
- *Aquífero suspenso local*: ocorre de maneira irregular na área e é de difícil delimitação espacial, sendo desenvolvido em função da presença de níveis silicificados rasos e de extensão limitada. Funcionam como um aquitarde, retardando a drenagem vertical da água, o que permite o acúmulo de água.
- *Aquífero confinado*: a maioria dos poços tubulares profundos que são utilizados em pivôs centrais extrai água desse subtipo de aquífero, sendo comum na região da bacia do Rio das Fêmeas. O nível potenciométrico é bastante variável, podendo ser da ordem de 12 a 70 metros.
- *Aquífero livre profundo*: encontra-se a oeste do eixo divisor de fluxo do SAU, os poços perfurados nesse aquífero apresentam níveis estáticos profundos, acima de 100 metros. Seu fluxo de base contribui nas nascentes na base da chapada, que alimentam os rios da região cárstica e cristalina de Goiás e Tocantins.

A região do oeste baiano tem buscado o uso progressivo da água subterrânea como fonte de abastecimento, haja vista a baixa densidade de drenagem da região e a crescente demanda de água para o suprimento das sedes de fazenda, vilarejos e projetos de irrigação.

O rio das Fêmeas faz parte do Chapadão do Urucuia, no Estado da Bahia. Neste local a agricultura se encontra em processo acelerado de mecanização com irrigação continuada, principalmente, de soja, café, arroz e algodão, além de uma extensiva atividade pecuária. O que promove uma utilização extensiva dos recursos hídricos pela captação diretamente nos cursos dos rios ou a utilização da água subterrânea via poços tubulares profundos (Lima, 2000).

A bacia do Rio das Fêmeas localizada a oeste do Estado da Bahia faz parte da Bacia do Rio Grande, afluente da margem esquerda do Médio Rio São Francisco, entre os paralelos 11°15' e 13°30' S e meridianos 43°45' e 46°30' W, com uma área de 5.825 km² (Pimentel *et al.* 2000). A vazão média anual para o rio das Fêmeas é de 52,17 m³/s, com 214 m³/s e 29,9 m³/s para as vazões diárias máximas e mínimas registradas, respectivamente (Nascimento, 2002).

O relevo da região é caracterizado por chapadões planos, suavemente inclinados para leste, deste caimento é que direciona a drenagem com padrão predominantemente subparalelo, evidenciando o controle estrutural da região. As cotas das nascentes da sub-bacia do Rio das Fêmeas estão em torno de 1000 metros acima do nível do mar e na foz em torno de 650 metros, sendo que nas áreas de nascentes ocorre elevada ocupação agrícola e conseqüentemente acentuado desmatamento (Pimentel *et al.* 2000).

O cerrado é a vegetação que predomina, com baixa freqüência de gramíneas, ocorre a presença de veredas ao longo dos fundos dos vales e nas margens dos rios, riachos e nascentes. Os solos são do tipo Latossolo Amarelo, profundos, porosos, permeáveis, ácidos e oligotróficos. Não apresentam camadas ou horizontes adensados, portanto, são de drenagem livre, classificada como fortemente ou acentuadamente drenada (Pimentel *et al.* 2000).

O clima da região é classificado como Aw (Köppen) (clima tropical com chuvas de verão), com precipitação média entre 1.100 a 1.700 mm/ano, tendo uma estação seca de maio a outubro. As precipitações são 25% maiores nas cabeceiras da sub-bacia (Pimentel *et al.* 2000).

Na região do oeste baiano, onde se encontra a bacia do Rio das Fêmeas, os rios são perenes, ou seja, são aqueles rios alimentados por aquíferos adjacentes, que no local são alimentados pela contribuição do Sistema Aquífero Urucua (Gaspar, 2006).

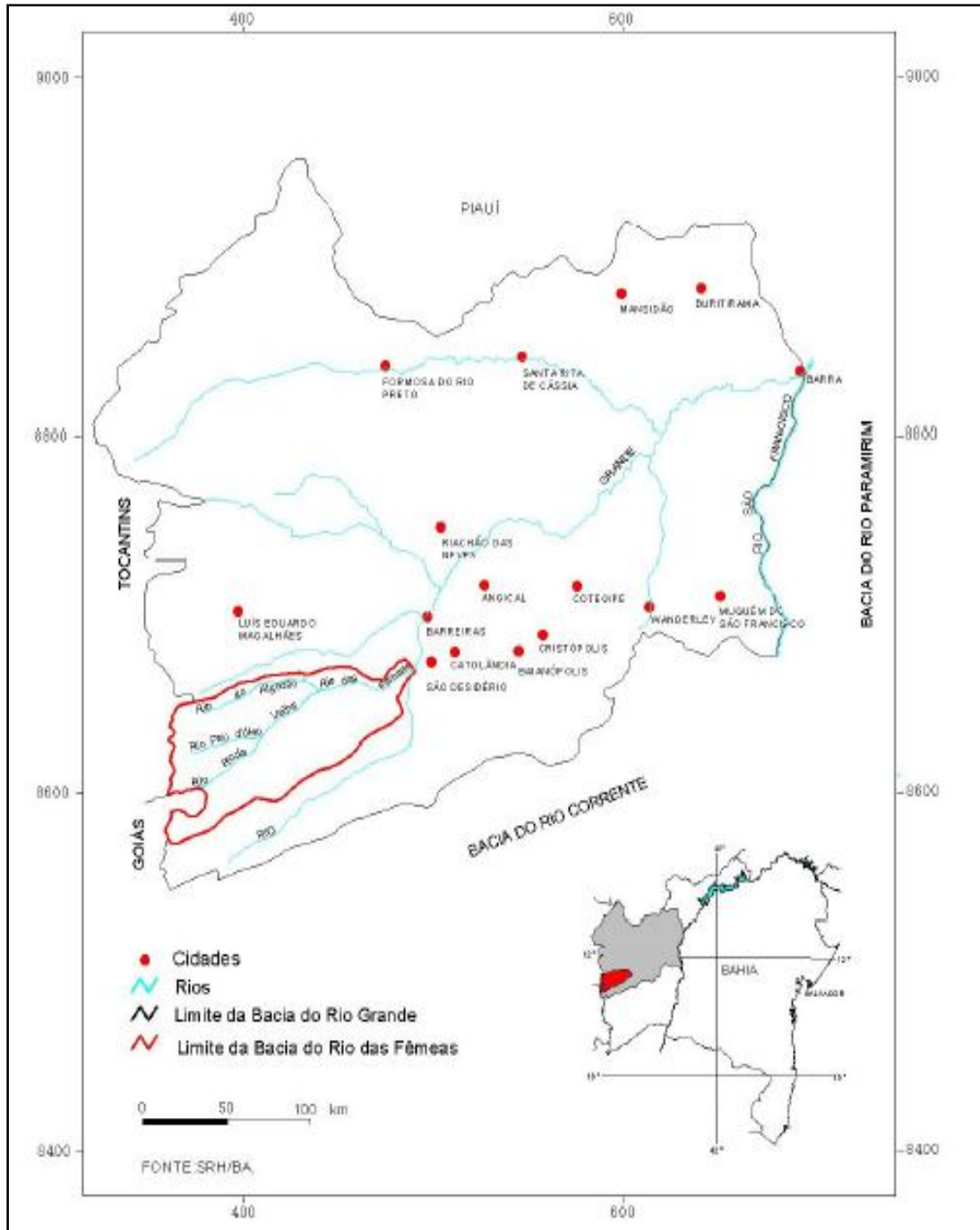


Figura 2.11 – Sub-Bacia hidrográfica do Rio das Fêmeas – oeste da Bahia. Fonte: Nascimeto (2002).

Na Figura 2.12 podem ser observadas as isoietas anuais do Rio das Fêmeas, sendo os postos pluviométricos representados pelos símbolos em vermelhos.

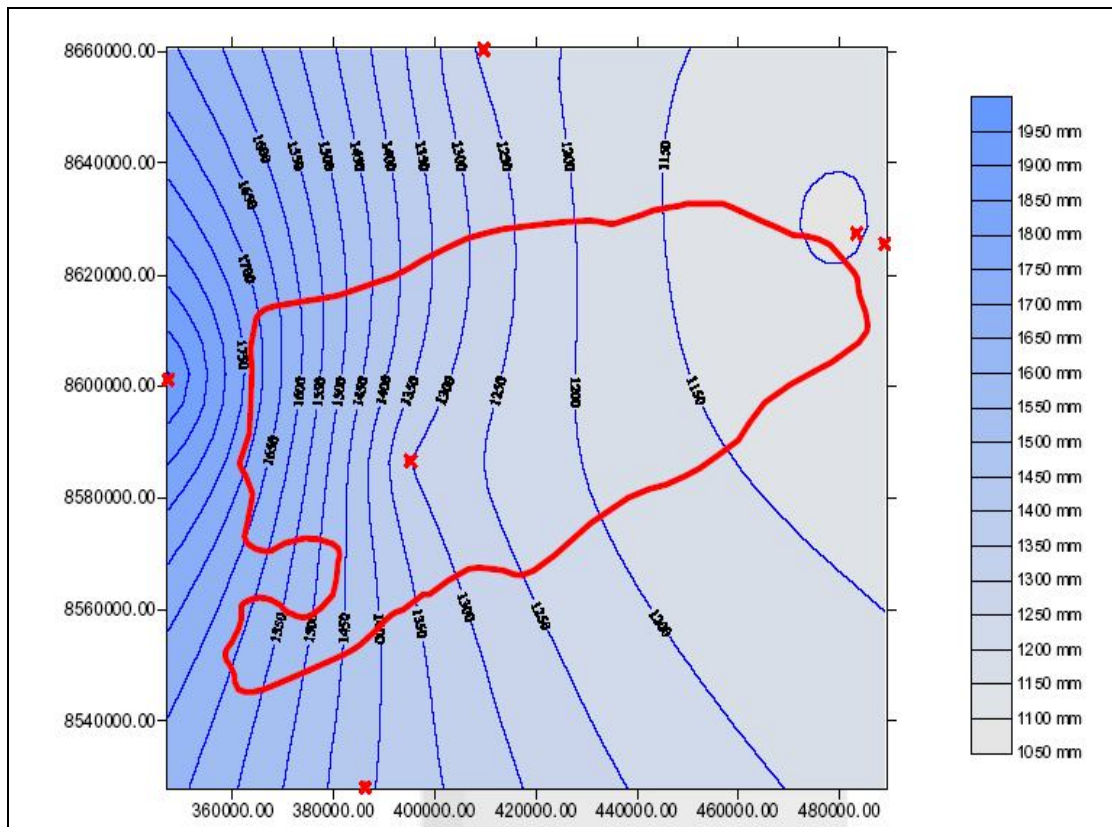


Figura 2.12 – Isoietas anuais do rio das Fêmeas. Fonte: Pimentel *et al.* (2000).

Pela sondagem geofísica da Bacia do Rio das Fêmeas existe um eixo divisor de fluxo subterrâneo na parte ocidental da bacia de direção aproximadamente norte/sul, que divide o escoamento subterrâneo para leste, direcionado para o vale do rio das Fêmeas, e para oeste, em direção à borda oeste da Serra Geral de Goiás (Gaspar, 2006).

O tempo de concentração da bacia corresponde com o tempo necessário para que toda a área da bacia contribua para o escoamento superficial na secção de saída. O conhecimento do tempo de concentração é fundamental para a determinação da máxima vazão que estará contribuindo para um determinado local da bacia após o início da chuva (Terra e Viegas Filho, 2007). Por ser, um parâmetro de tempo, o tempo de concentração é uma ferramenta muito importante no gerenciamento dos recursos hídricos.

Nascimento (2002) realizando a avaliação dos parâmetros do Aquífero Urucuia na Bacia do Rio das Fêmeas obteve uma transmissividade média de 1,452 m³/dia, com uma porosidade eficaz de $1,34 \times 10^{-2}$ e um coeficiente de armazenamento médio de $4,38 \times 10^{-4}$.

O processo de colonização no oeste baiano ocorreu lentamente até o final da década de 50 relacionada diretamente com a agricultura. As principais culturas irrigadas e de sequeiro cultivadas na região são: a soja, o milho, o algodão, o café, o feijão, o arroz, o capim para semente, frutas, reflorestamento de eucaliptos e pinheiro. A produção de grãos já chega à ordem de 3,8 milhões de toneladas/ano (Gaspar, 2006).

A Figura 2.13 apresenta o divisor de água subterrânea localizado na Bacia do Rio das Fêmeas. Na Figura 2.14 é apresentada uma imagem de satélite Landsat TM multiespectral do ano de 1995 da bacia do Rio das Fêmeas. A tonalidade verde corresponde à vegetação natural de Cerrado, a tonalidade vermelha corresponde a áreas de agricultura de sequeiro e os círculos verdes representam as áreas irrigadas.

Alguns mananciais da região do oeste da Bahia, onde fica localizado o rio das Fêmeas, já atingiram o limite legal máximo outorgável, sendo que em 1988 iniciaram os processos de outorga deste rio, com isso alguns produtores iniciaram a utilização das águas subterrâneas por meio da perfuração de poços profundos com grandes vazões (500m³/h) para a irrigação por pivô-central (Nascimento, 2002).

Considerando as reservas dos aquíferos sob o ponto de vista de oferta de água para atendimento à demanda, são utilizados dois termos técnicos diferentes: *potencialidade* e *disponibilidade* (Nascimento, 2002).

A potencialidade de uma bacia hidrográfica pode ser definida como o volume total da água subterrânea acumulado na zona saturada, ou seja, a reserva total do aquífero. A disponibilidade significa o volume que pode ser extraído sem risco de exaustão do aquífero. Para a estimativa dos recursos hídricos exploráveis de uma bacia hidrográfica precisa-se do conhecimento de fatores como o conhecimento das reservas reguladoras e totais do aquífero; as taxas de recarga natural do aquífero; as taxas de recarga artificial; as taxas de descargas pelos rios e nascentes; as taxas de precipitação na bacia; as vazões das retiradas aplicadas na bacia; a demanda e uso da água a explorar; o conhecimento dos

parâmetros hidrodinâmicos do aquífero; os conhecimentos topográficos da bacia; a existência de riscos potenciais de poluição, salinização e erosão do terreno com prejuízo para obras existentes (Nascimento, 2002).

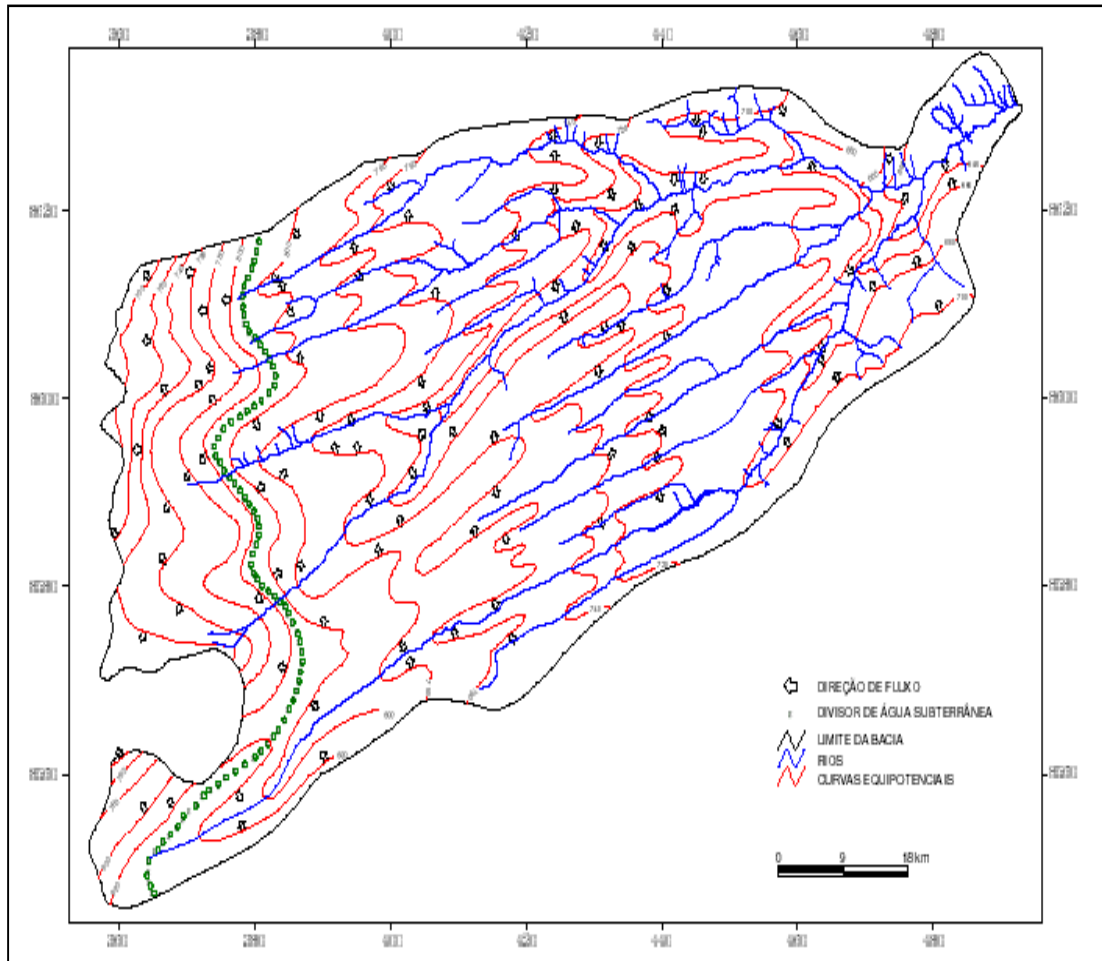


Figura 2.13 – Divisor de água subterrânea localizado na Bacia do Rio das Fêmeas. Fonte: Nascimento (2002).

A potencialidade da bacia do rio das Fêmeas, que corresponde às reservas totais, foi calculada a partir do volume da área da zona saturada resultou no volume de água sob saturação de $2,61 \times 10^{11} \text{ m}^3$. A disponibilidade da bacia, ou seja, a reserva reguladora, foi estimada a partir da taxa de descarga multiplicada pela área da bacia. Obteve-se um valor de $1,57 \times 10^9 \text{ m}^3$ que é cerca de 0,6% da potencialidade. A partir deste balanço hídrico pode-se concluir que apenas 10% da disponibilidade é atualmente aproveitada pelo regime de uma irrigação extrema (Nascimento, 2002).



Figura 2.14 - Imagem de Satélite Landsat TM multiespectral do ano de 1995 da sub-bacia do Rio das Fêmeas - BA.- Fonte: Pimentel et al. (2000).

Os resultados do modelamento realizado, tanto no regime estacionário quanto não-estacionário, afirmam claramente uma interferência hidráulica direta entre os poços em bombeamento com os numerosos rios da bacia do Rio das Fêmeas por causa da alta transmissividade ($1500 \text{ m}^2/\text{dia}$) e do baixo coeficiente de armazenamento (10^{-4}) do respectivo aquífero Urucua. O negativo efeito da grande extensão dos raios de interferência provocado pelas bombas ligadas é inerente para aquíferos com estas características hidrodinâmicas e não depende de uma alta taxa de vazão das bombas, que apenas são responsáveis para o desenvolvimento da profundidade do cone de depressão (Nascimento, 2002).

3 - MATERIAL E MÉTODOS

Os dados pluviométricos e fluviométricos analisados foram obtidos do HIDROWEB – ANA (<http://hidroweb.ana.gov.br/>). As Tabelas 3.1 e 3.2 apresentam as estações que foram utilizadas nas análises dos dados.

Tabela 3.1 - Estações pluviométricas utilizadas para a análise dos dados de precipitação do Rio das Fêmeas – BA.

Estação	Código	Município	Início	Fim
Roda Velha	01245015	São Desidério	01/01/1985	31/12/2007
Derocal	01245005	São Desidério	01/01/1976	31/12/2007
Cabeceira Grande	01245016	São Desidério	01/01/2001	31/12/2007

Tabela 3.2 - Estação fluviométrica utilizada para a análise dos dados de vazão do Rio das Fêmeas – BA.

Estação	Código	Rio	Coodenadas (UTM)		Área (km ²)	Início	Fim
			Leste	Norte			
Derocal	46455000	Das Fêmeas	486714	8628028	5.750	01/01/1977	31/12/2007

Com os dados de precipitação foram realizadas as médias aritméticas mensais e as médias aritméticas anuais, assim como para os dados de vazão. As Figuras 3.1 e 3.2 apresentam as estações pluviométricas e fluviométricas utilizadas para as análises dos dados da bacia do Rio das Fêmeas.

Para caracterizar a bacia do Rio das Fêmeas foi calculado o tempo de concentração da bacia pela fórmula de Kirpich (Tucci, 2009):

$$T_c = 0,0195L^{0,77}S^{-0,385}$$

Onde T_c é o tempo de concentração (minutos), L é o comprimento da bacia (m) e S é a declividade da bacia (m/m).

Para estimar a recarga da água subterrânea do aquífero da Bacia do rio das Fêmeas a partir de dados de vazão foram utilizadas duas metodologias, a primeira consiste metodologia de Arnold e Allen (1999) e a segunda baseada na metodologia de Rutledge e Daniel (1994) que utiliza um programa computacional para o cálculo da recarga do aquífero (RORA).

Pretende-se estabelecer uma relação entre as duas metodologias para poder obter uma melhor estimativa dos resultados da recarga do aquífero na Bacia do rio das Fêmeas.

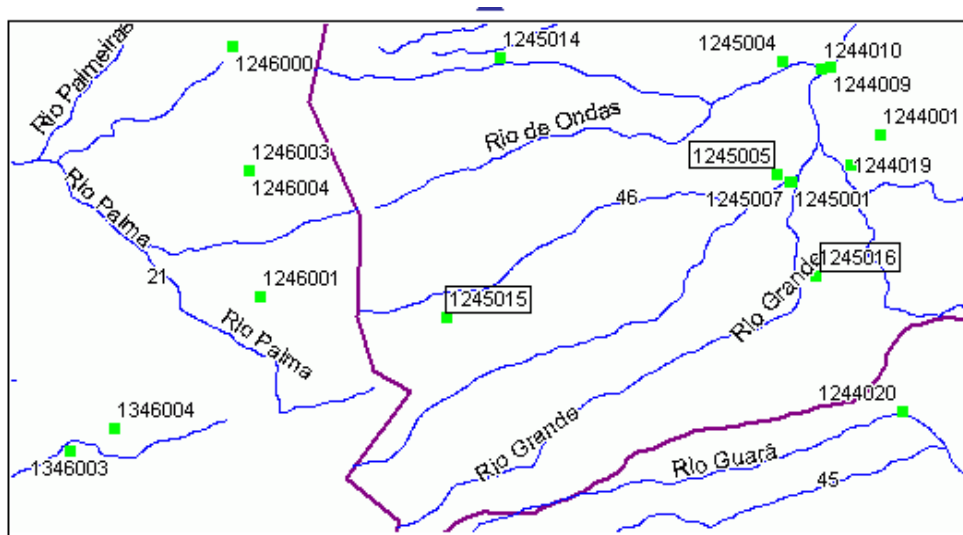


Figura 3.1 - Estações pluviométricas utilizadas para as análises dos dados de vazão do Rio das Fêmeas – BA. Fonte: <http://hidroweb.ana.gov.br/>

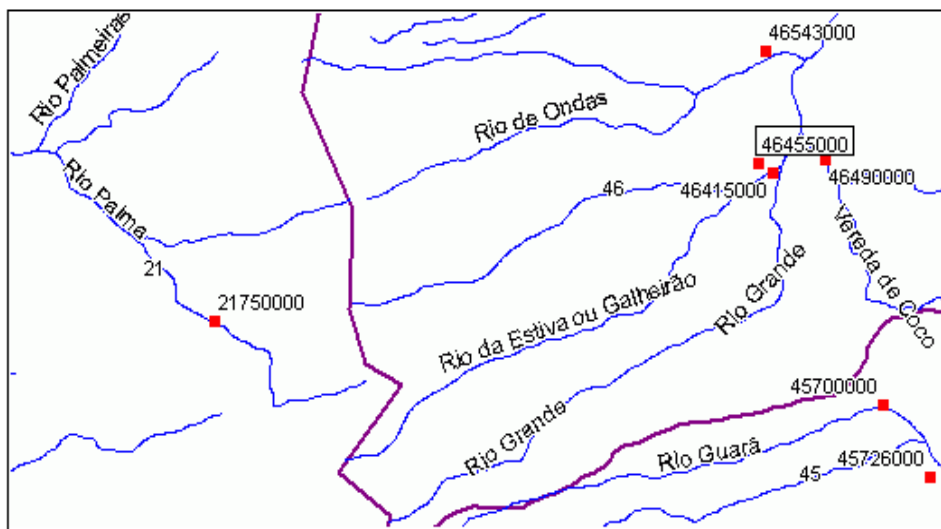


Figura 3.2 - Estação fluviométrica utilizada para a análise dos dados de vazão do Rio das Fêmeas – BA. Fonte: <http://hidroweb.ana.gov.br/>

3.1 - METODOLOGIA DE ARNOLD E ALLEN (1999)

Vários programas computacionais têm sido desenvolvidos para estimar os dados do fluxo de base por meio de dados de vazão visando assim minimizar os efeitos subjetivos

realçados entre os diferentes pesquisadores. Várias metodologias têm sido desenvolvidas para separação de hidrogramas a partir de dados de vazão, inclusive a técnica de separação do escoamento de base pelo filtro digital.

A metodologia proposta por Arnold e Allen (1999) consiste em testar um método de filtro digital para a separação do escoamento de base utilizando uma adaptação do método do deslocamento da curva de recessão também denominado método de Rorabaugh (Rorabaugh, 1964). Este método estima a recarga total por meio de cada pico do fluxo de vazão e inclui variáveis da água subterrânea, como desvantagem apresenta a demora para se calcular todos os picos do hidrograma.

A metodologia de Arnold e Allen (1999) utilizada nesse estudo consistiu das seguintes etapas:

- Separação do escoamento de base:

Para separar o escoamento de base do hidrograma total da vazão foi utilizada a técnica do filtro digital, que apesar de não apresentar bases físicas, é objetiva e reproduzível. A equação do filtro é:

$$q_t = \beta q_{t-1} + \frac{1+\beta}{2} * (Q_t - Q_{t-1}) \quad (3.1)$$

Onde q_t é a parte filtrada correspondente ao escoamento superficial no tempo t (um dia), Q é o dado original de vazão, e β é um parâmetro do filtro (0,925), determinado por Nathan e McMahon (1990). Como para obter o valor do filtro necessita de um valor de filtro antecedente, o filtro inicial corresponde com a média de todos os filtros encontrados para o ano hidrológico.

O fluxo de base, ou escoamento de base, foi obtido pela seguinte equação (Arnold e Allen, 1999):

$$EB_t = Q_t - q_t \quad (3.2)$$

O filtro pode ser passado nos dados de vazão três vezes: para frente, para trás e novamente para frente (*forward, backward, e forward*) dependendo da seleção requerida pelo usuário para a estimação do escoamento de base, sendo que a cada passada do filtro resulta numa porcentagem menor do escoamento de base em relação à vazão total (Arnold e Allen, 1999). Para o presente estudo só foi realizada uma passagem do filtro pelos dados de vazão.

Os dados utilizados correspondem com os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007 (de primeiro de agosto de um ano a trinta e um de julho do ano seguinte). Depois de separar o escoamento de base do hidrograma de vazão foi plotado um gráfico entre o log da vazão (m^3/s) e o tempo (em dias).

- Recarga da água subterrânea:

A recarga potencial da água subterrânea é aproximadamente igual à metade do total do volume que recarrega o sistema depois do “tempo crítico” de cada pico. O método do deslocamento da curva de recessão, utilizado nesse estudo para calcular a recarga da água subterrânea, utiliza essa aproximação e o princípio da superposição para estimar a recarga total pela equação (Arnold e Allen, 1999):

$$R = [2(b_2 - b_1)k] / 2,3026 \quad (3.3)$$

Onde R é o volume da recarga, b_1 é a descarga da água subterrânea no “tempo crítico” depois do pico na curva de recessão anterior, b_2 é a descarga da água subterrânea no “tempo crítico” depois do pico na presente curva de recessão e k é o índice de recessão. A aproximação do “tempo crítico” pode ser obtida pela seguinte equação (Rorabaugh, 1964):

$$T_c = (0,2\alpha^2 S) / TR \quad (3.4)$$

Onde T_c é o tempo crítico, α é a média da distância do rio para o divisor da água subterrânea, S é o coeficiente de armazenamento e TR é a transmissividade. Rutledge (1993) automatizou esse método por meio do programa RORA.

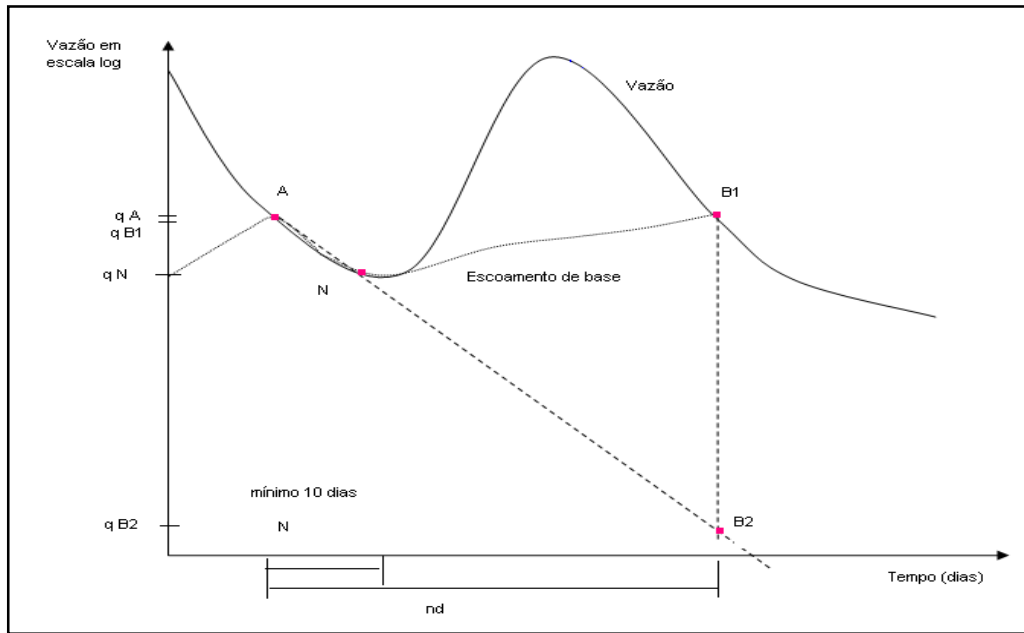


Figura 3.3 - Técnica para estimar a recarga a partir de dados de vazão. Fonte: Arnold e Allen (1999).

No presente estudo foi utilizada a modificação do método do deslocamento da curva de recessão proposto pelos autores Arnold e Allen (1999). A Figura 3.3 apresenta a técnica utilizada para obter a recarga, sendo que o método utilizado consiste das seguintes etapas:

Etapa 1: Passar o filtro da Equação 3.1 nos dados de vazão, para o ano hidrológico;

$$q_t = \beta q_{t-1} + \frac{1+\beta}{2} * (Q_t - Q_{t-1}) \quad (3.1)$$

E obter o fluxo de base, ou escoamento de base pela seguinte equação:

$$EB_t = Q_t - q_t \quad (3.2)$$

Etapa 2: Encontrar o ponto onde a curva do escoamento de base se encontra com a curva da vazão (Ponto A na Figura 3.3) e calcular a constante de recessão (α):

$$\alpha = \ln(q_N / q_a) / N \quad (3.5)$$

Onde q_n e q_A correspondem à vazão nos pontos N e A , respectivamente. Visando estimar α de maneira mais correta, o período de recessão (N) deve ser de pelo menos 10 dias. Durante a execução dessa etapa foi encontrada uma incoerência na fórmula, devendo ser devido a algum erro de digitação por parte dos autores Arnold e Allen (1999), pois a fórmula deveria ser escrita da seguinte maneira:

$$\alpha = -\ln(q_N / q_a) / N \quad (3.6)$$

Outra observação a ser apresentada é que mesmo os autores ressaltando que o período de recessão (N) mínimo requerido deva ser de pelo menos 10 dias, a recarga foi calculada para todos os períodos de recessão encontrados, inclusive para períodos menores de 10 dias, principalmente devido às características da bacia do Rio das Fêmeas que apresenta alta eficiência na infiltração da precipitação. Chapman (1999) utilizou como períodos de escoamentos de base nas seções do hidrograma pelo menos 4 dias de duração da recessão, que são aparentemente lineares quando plotados em semi-log.

Etapa 3: Encontrar o próximo ponto onde a curva do escoamento de base se encontra com a curva da vazão (Ponto B_1 na Figura 3.3).

Etapa 4: Extrapolar a curva de recessão do ponto A para o ponto B_2 e calcular o valor de q_{B2} .

$$q_{B2} = \frac{q_A}{e^{(nd+\alpha)}} \quad (3.7)$$

Onde q_{B2} é a vazão no ponto B_2 e nd é o número de dias entre os pontos A e B. Nessa etapa o valor de q_{B2} foi obtido também de maneira gráfica, ou seja, o valor foi obtido visualmente pelo análise do gráfico. Assim, uma vez que o valor de q_{B2} é utilizado na obtenção da recarga, foi possível realizar uma comparação entre a recarga obtida pela equação 3.3, proposta pelos autores Arnold e Allen (1999), e pelo método gráfico obtida de maneira visual.

Etapa 5: Calcular a recarga da água subterrânea para o período entre os pontos A e B por meio da equação:

$$R [(m^3/s)/dia] = (q_A - q_{B2}) * nd \quad (3.8)$$

Essa etapa foi realizada tanto para os valores obtidos de q_{B2} pelo equação 3.7, que foi denominada recarga pelo método automático, quanto pelo valor de q_{B2} obtido visualmente pelo gráfico, denominada de recarga pelo método gráfico.

Etapa 6: Obter a recarga em m^3 e em mm/ano

$$R (m^3) = R[(m^3/s)/dia] * 3600 * 24 \quad (3.9)$$

$$R \left(\frac{mm}{ano} \right) = \frac{[R (m^3) * 1000]}{6300 * 10^6} \quad (3.10)$$

Etapa 7: Repetir cada etapa para cada período de recessão do escoamento de base do ano hidrológico. Ao final de cada ano hidrológico foi realizada a soma dos valores das recargas (mm/ano) obtidas para os períodos de recessão, tanto pela equação quanto para os valores obtidos pelo gráfico.

3.2 - METODOLOGIA DE RUTLEDGE E DANIEL (1994)

Rutledge e Daniel (1994) descrevem um processo de automatização para executar o método do deslocamento da curva de recessão estimando assim a recarga da água subterrânea. O método do deslocamento da curva de recessão é utilizado para análise do fluxo em sistemas que apresentam recarga difusa, onde o rio pode ser considerado como o contorno da descarga do fluxo do sistema da água subterrânea. A recarga é considerada como aproximadamente concorrente com os picos da vazão. O método é aplicado somente para os dados de vazão em bacias hidrográficas onde a regulação e a diversificação do fluxo podem ser negligenciáveis.

- Método do deslocamento da curva de recessão (*The recession-curve-displacement method*)

Esse método é baseado no deslocamento para cima da curva de recessão da descarga da água subterrânea que ocorre devido ao evento de recarga. Sendo que somente a parte do hidrograma de vazão que é considerada como descarga total da água subterrânea é a parte que foi deslocada para cima (*upward shift*). Quando o escoamento superficial é negligenciável, o fluxo da descarga total da água subterrânea pode ser baseado em uma recessão antecedente (Chen e Lee, 2003). A proposta empírica do tempo de base do escoamento superficial ($N[d]$) como uma função da área de drenagem pode ser obtida pela seguinte expressão (Rutledge e Daniel, 1994):

$$N = A^{0,2} \quad (3.11)$$

Onde ($N[d]$) corresponde ao tempo de base do escoamento superficial e A é a área de drenagem da estação fluviométrica, em milhas quadradas. O tempo de base do escoamento superficial corresponde ao número de dias depois do pico no hidrograma de vazão onde o fluxo atribuído ao escoamento superficial, incluindo o escoamento subsuperficial pode ser negligenciável. Assim, a área do hidrograma de vazão só pode ser considerada como a descarga total da água subterrânea, se for precedida por um período de recessão igual ou maior do que N (Chen e Lee, 2003).

A descarga da água subterrânea para o rio é expressa por Rorabaugh (1964) como uma função complexa do tempo após a recarga, sendo que essa função pode ser aproximada depois do “tempo crítico” pela seguinte equação:

$$T_c = \frac{0,2a^2S}{TR} \quad (3.12)$$

Onde T_c é igual ao tempo crítico, a equivale a distância média do rio até o divisor hidrológico, S é o coeficiente de armazenamento e TR é a transmissividade. Porém, para se obter o tempo crítico com uma função do índice de recessão (K) deve-se combinar a equação 3.12 com a seguinte equação de Rorabaugh e Simons (1966, apud Chen e Lee, 2003):

$$K = \frac{0,933a^2S}{TR} \quad (3.13)$$

Resolvendo e substituindo $(a^2)S/TR$ na equação 3.12, T_c pode ser expresso como:

$$T_c = 0,2144K \quad (3.14)$$

A Figura 3.4 apresenta a metodologia do método do deslocamento da curva de recessão, que foi utilizado nesse estudo, para estimar a recarga da água subterrânea em resposta a um evento de recarga, considerando que um pico largo de vazão representa um evento de recarga.

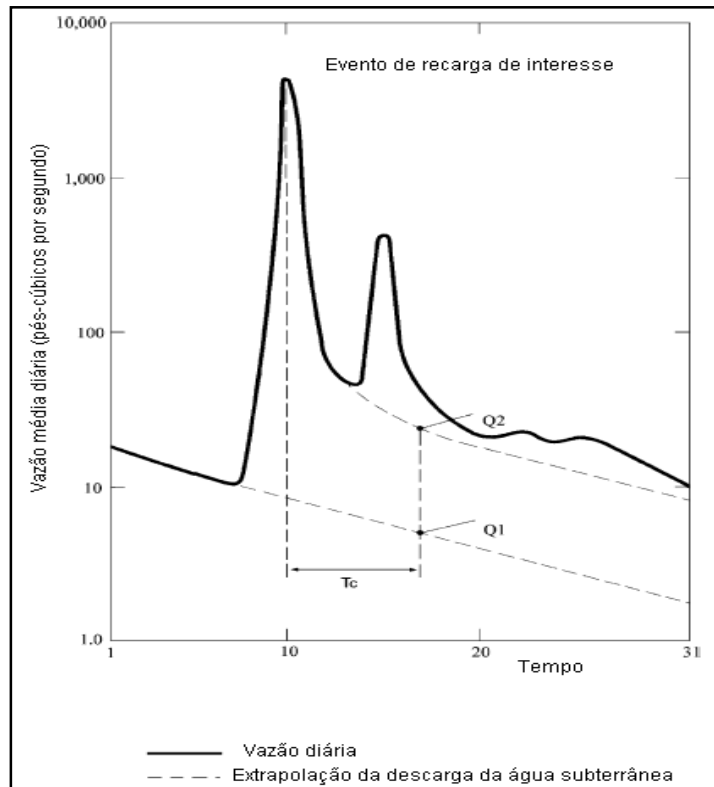


Figura 3.4 - Processo de uso do método do deslocamento da curva de recessão para estimar a recarga da água subterrânea em resposta a um evento de recarga. Fonte: Chen e Lee (2003).

Rorabaugh (1964) e Rutledge e Daniel (1994) demonstraram que a descarga total potencial da água subterrânea para o rio depois do tempo crítico do pico da vazão é aproximadamente igual à metade do volume total de água que recarrega o sistema de água subterrânea durante o período de pico. Assim, pelo princípio da superposição a recarga total pode ser calculada pela seguinte expressão (Chen e Lee, 2003):

$$R = \frac{2(Q_2 - Q_1)K}{2,3026} \quad (3.15)$$

Onde R é o volume total da recarga devido ao evento (ft^3), Q_1 é a descarga da água subterrânea no tempo crítico extrapolada do pré-evento da recessão da vazão (ft^3/s), e Q_2 é a descarga da água subterrânea no tempo crítico extrapolada do pós-evento da recessão da vazão (ft^3/s).

O método do deslocamento da curva de recessão para calcular a recarga da água subterrânea proposta pelo autor Rutledge e Daniel (1994) também foi dividido em duas metodologias: o método gráfico e o método automático, cujas descrições são apresentadas a seguir:

- Método gráfico:

O método gráfico do deslocamento da curva de recessão utilizado nesse estudo foi realizado de acordo com a metodologia de Rutledge e Daniel (1994), com base no esquema da Figura 3.4, sendo apresentado nas seguintes etapas:

Etapa 1: Determinar o índice de recessão (K) do hidrograma. Nessa etapa do método gráfico foi feita uma análise visual da recessão padrão durante os trinta anos hidrológicos, sendo obtido o índice de recessão médio entre as recessões obtidas, conforme a Figura 3.5. Onde $K = T_2 - T_1$.

Etapa 2: Calcular o tempo crítico (T_c) de acordo com a equação 3.14:

$$T_c = 0,2144K \quad (3.14)$$

Etapa 3: Utilizar o tempo crítico para determinar o tempo no hidrograma no qual a recessão da vazão vai ser extrapolada.

Etapa 4: Determinar a descarga hipotética da água subterrânea no tempo crítico pela extrapolação da curva de recessão que precede o evento (Q_1).

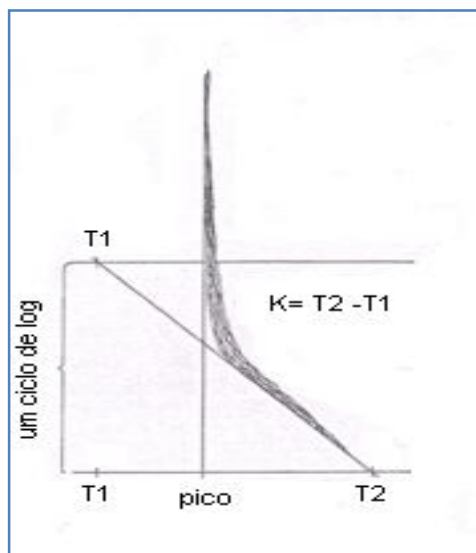


Figura 3.5 - Determinação gráfica do índice de recessão (K). Fonte: Rutledge e Daniel (1994)

Etapa 5: Determinar a descarga hipotética da água subterrânea no tempo crítico pela extrapolação da curva de recessão após o evento (Q_2).

Etapa 6: Calcular a recarga pela equação 3.15:

$$R = \frac{2(Q_2 - Q_1)K}{2,3026} \quad (3.15)$$

As etapas 1 e 2 foram realizadas para a estação fluviométrica de Derocal - 46455000, já as outras etapas foram realizadas para cada pico da vazão durante todo o período analisado.

- Método automático:

O método automático do deslocamento da curva de recessão utilizado foi realizado de acordo com a metodologia de Rutledge e Daniel (1994), com base nos programas computacionais RECESS e RORA.

Etapa 1: Determinar o índice de recessão (K) do hidrograma. O índice de recessão foi calculado pelo programa RECESS.

Os dados de vazão são lidos pelo programa RECESS em pés cúbicos por segundo (ft^3/s), assim os dados de vazão do Rio das Fêmeas foram transformados de metros cúbicos por segundo (m^3/s) para pés cúbicos por segundo (ft^3/s) e depois o resultado foi dividido por 1000 para manter a proporção com a área de drenagem que também foi transformada de km^2 para milhas², sendo posteriormente dividida por 1000. Sendo que $1 \text{ m}^3/\text{s}$ equivale a $35,3 \text{ ft}^3/\text{s}$.

O programa RECESS deve ser executado antes do programa RORA para a obtenção do índice de recessão médio, pois o programa RORA lê a pasta de saída OUTREC.SUM do programa RECESS.

Etapa 2: Calcular a recarga. Para calcular a recarga da água subterrânea foi utilizado o programa computacional RORA.

Os métodos para estimar a recarga e a descarga devem ser usados somente se a área de drenagem for superior a uma milha quadrada (uma milha equivale a $1,609 \text{ km}$), ou seja, maior do que $2,589 \text{ km}^2$, sendo que o limite recomendado seria de 500 milhas quadradas ($1.294,5 \text{ km}^2$) (Rutledge, 1998). Como a área de drenagem da bacia do Rio das Fêmeas foi superior a esse limite, pois apresenta área de drenagem de 5.825 km^2 , assim depois de transformar a área em milha quadrada, o resultado foi dividido por 1000, mantendo a proporção ao final nos resultados de recarga. Obtendo ao final a recarga em inches por ano.

Antes da execução dos programas RECESS e RORA uma linha deve ser escrita na pasta STATION com a área de drenagem da bacia analisada.

Os métodos descritos são utilizados na análise do sistema do fluxo da água subterrânea em bacias cujas estações de vazões analisadas se encontrem a montante do rio e pode ser considerado apenas um ponto de saída. A área de contribuição do sistema da água subterrânea é igual à superfície de drenagem da área analisada, sendo o fluxo expresso em unidades específicas de drenagem (por exemplo, mm por ano) (Rutledge, 1998).

O método computadorizado permite a localização automática do período contínuo de recessão. Na maioria dos casos, a data do começo do período de recessão não deve ser utilizada principalmente devido a sua parte significativa da vazão ser escoamento superficial e escoamento sub-superficial (Rutledge, 1998).

3.3 - COMPARAÇÃO ENTRE A METODOLOGIA DE ARNOLD E ALLEN (1999) E DE RUTLEDGE E DANIEL (1994)

Para verificar as tendências das séries temporais entre as variáveis analisadas e os anos hidrológicos foi realizada a correlação com base em Salas (1992), conforme a seguinte equação:

$$t_c = \left| \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \right| \quad (3.19)$$

Onde r é o coeficiente de correlação entre o ano e a variável a ser analisada e N representa o número de anos da série. Se $t_c > t_{1-\frac{\alpha}{2},v}$, em que $t_{1-\frac{\alpha}{2},v}$ é obtido pela tabela de Student e v é igual a $N-2$, a correlação é significativa. Já para correlacionar pares de variáveis foi realizada a correlação de Pearson (Tucci, 2009), conforme a seguinte equação:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (3.20)$$

onde x_1, x_2, \dots, x_n e y_1, y_2, \dots, y_n são os valores medidos de ambas as variáveis. Sendo que:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \quad (3.21)$$

$$\text{e } \bar{y} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n y_i \quad (3.22)$$

são as médias aritméticas de ambas as variáveis. Onde r é o coeficiente de correlação entre o ano e a variável a ser analisada e n representa o número de anos da série.

O número de picos utilizados em cada metodologia de recarga também serviu para comparar os resultados. Também visando uma comparação entre as recargas foram feitos histogramas de frequências, que corresponde a um gráfico de barras entre o número ou a frequência relativa das observações e o ponto do meio da classe do intervalo entre os resultados obtidos, conforme Spiedgel (1961 apud Haan, 1994) que sugere que o intervalo de classes deva ser entre 5 e 20 classes.

4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 - CARACTERIZAÇÃO PLUVIOMÉTRICA

A Tabela 4.1 apresenta os meses com os dados incompletos das três estações pluviométricas analisadas. Assim a precipitação média foi calculada apenas com os dados dos meses que estavam completos entre as três estações analisadas.

Tabela 4.1 - Meses com os dados incompletos das três estações pluviométricas analisadas.

Estações Pluviométricas		JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
Roda Velha	1997										X	X	
	2004							X	X				
	2005		X					X	X	X	X	X	X
	2006		X	X	X	X	X						
	2007				X								
Derocal	1972	X	X	X	X	X							
	1976					X	X	X	X	X	X	X	X
	2008				X	X	X						
Cabeceira Grande	2006					X	X	X					

Os resultados médios entre as três estações pluviométricas que se encontram na bacia do Rio das Fêmeas: Roda Velha-01245015, Derocal-01245005 e Cabeceira Grande-01245016 são apresentados nas Figuras 4.1e 4.2. O ano hidrológico utilizado nesse estudo vai de primeiro de agosto de um ano à 31 de julho do ano seguinte.

A precipitação média anual para a bacia do Rio das Fêmeas, analisando o ano hidrológico, foi de 1121,83 mm/ano, com desvio padrão de 221,41 mm/ano. A precipitação máxima foi de 1585,40 mm e a mínima de 662,83 mm para os anos hidrológicos de 1977/1978 e 2004/2005, respectivamente. A precipitação apresenta uma tendência de queda altamente significativa, ao longo dos anos.

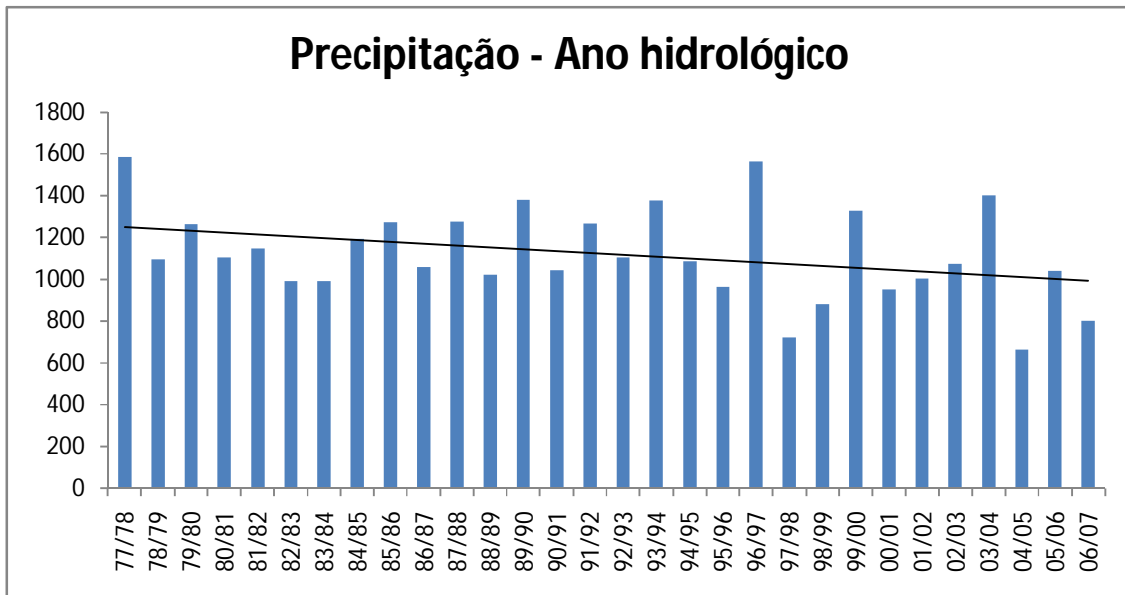


Figura 4.1 - Precipitações médias anuais do Rio das Fêmeas no período de 1977 a 2007.

A precipitação mensal média entre as três estações analisadas para a bacia do Rio das Fêmeas no período de 1997/1998 a 2006/2007 pode ser observada na Figura 4.2. As maiores médias mensais se encontram entre novembro e março, correspondendo ao período chuvoso da região, sendo dezembro o mês com a maior precipitação mensal de 208,53 mm/mês e julho o mês de menor precipitação mensal, sendo igual a 2,64 mm/mês.

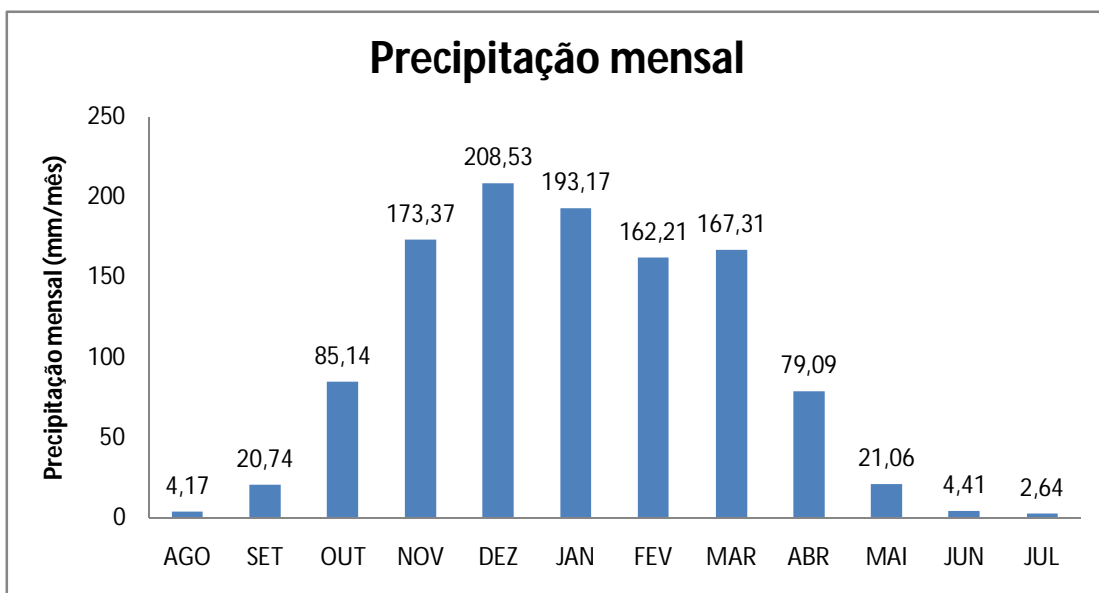


Figura 4.2 - Precipitação mensal média entre as três estações analisadas para a bacia do Rio das Fêmeas no período de 1997/1998 a 2006/2007.

4.2 - CARACTERIZAÇÃO FLUVIOMÉTRICA

O posto Derocal – 46455000, cujos dados serviram para realizar os estudos de vazão, está localizado praticamente na foz do rio das Fêmeas, antes da confluência com o rio Grande, o que permite uma visão geral da fluviometria da sub-bacia (Nascimento, 2003). A Tabela 4.2 apresenta os meses com os dados incompletos da estação fluviométrica analisada. A vazão média foi calculada apenas com os dados dos meses que estavam completos.

Tabela 4.2 - Meses com os dados incompletos da estação fluviométrica analisada.

Estação Fluviométrica		JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
Derocal	1986		X										
	1995										X		
	2007		X										

A vazão anual média é apresentada na Figura 4.3, o valor médio encontrado de 50,28 m³/s/ano, com desvio padrão de 5,77. Sendo que o valor máximo de 61,47 m³/s foi obtido para o ano hidrológico de 1979/1980, e o mínimo de 41,06 m³/s para o ano de 2002/2003. Também pode ser observada uma tendência de diminuição das vazões ao longo dos anos, que foi altamente significativa.

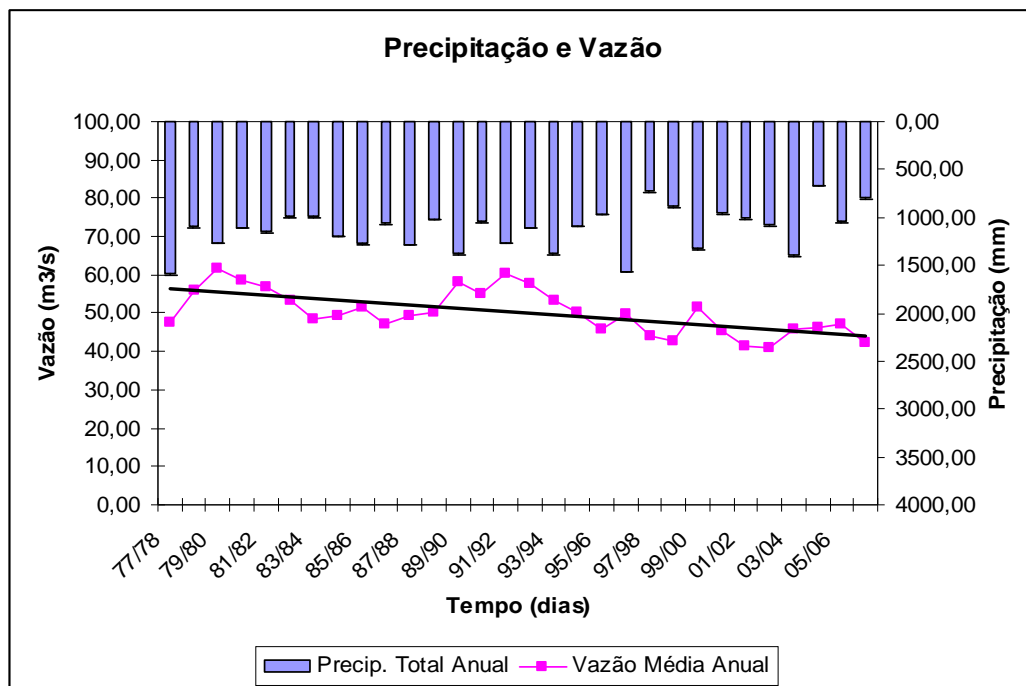


Figura 4.3 - Vazões anuais médias do Rio das Fêmeas no período de 30 anos (anos hidrológicos de 1977 a 2007).

Segundo estudos realizados por Nascimento (2003) na bacia do Rio das Fêmeas, entre os anos de 1981 e 2003, para a mesma estação de estudo (Derocal – 46455000), foram encontrados valores de 52,17 m³/s/ano, com vazões diárias máximas e mínimas registradas de 214 m³/s e 29,9 m³/s, respectivamente.

O gráfico da Figura 4.4 apresenta as vazões mensais médias para a bacia do Rio das Fêmeas, entre os anos hidrológicos de 1977/1978 e 2006/2007.

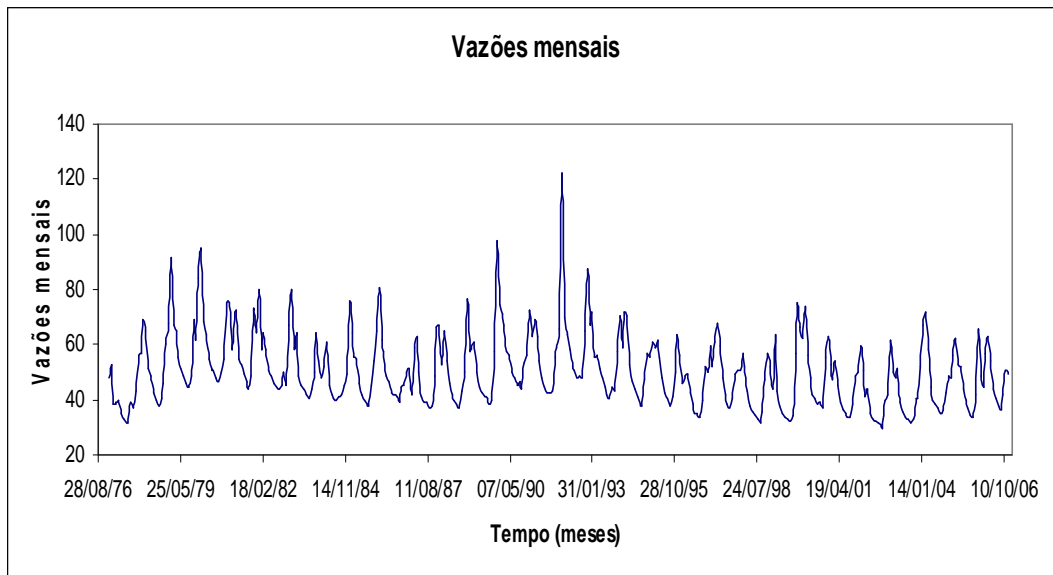


Figura 4.4 - Vazões mensais do Rio das Fêmeas no período de 30 anos (de 1977 a 2007).

Quando se analisa a vazão com a precipitação podem ser estabelecidas algumas relações interessantes. A primeira a ser observada é que um ano depois, ou seja, em 1979/1980, de ter ocorrido a maior precipitação anual, que ocorreu no ano de 1977/1978, foi observada a maior vazão média para o Rio das Fêmeas, estabelecendo assim um lag de tempo entre a precipitação e a vazão de aproximadamente um ano. A outra observação pode ser observada pela Figura 4.5, é que pela comparação dos meses com maiores precipitações não correspondem com os meses de maiores vazões, uma vez que a maior precipitação ocorre no mês de dezembro e a maior vazão ocorre dois meses depois, em fevereiro. O mesmo fato pode ser observado no período de menor precipitação, que corresponde com mês de julho e a menor vazão que só é observada três meses depois, em outubro.

Pela Figura 4.5 pode ser observado que existe uma regularização da vazão no Rio das Fêmeas, uma vez que essa, pelo baixo desvio padrão obtido, quase não variou muito ao longo da média para os meses do ano, apesar da grande variação do volume de chuvas ao longo dos meses.

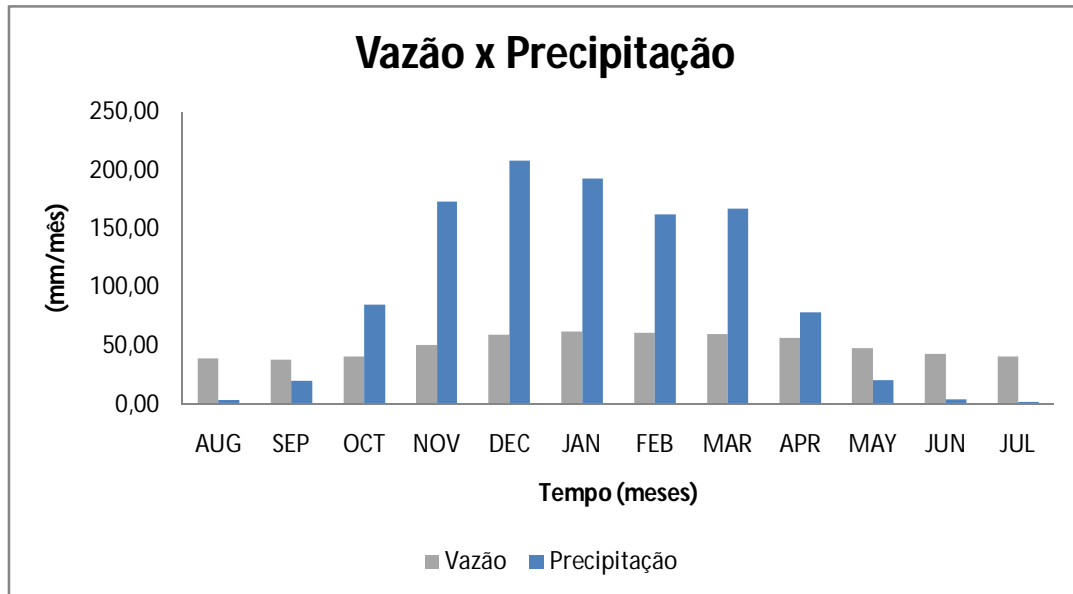


Figura 4.5 - Precipitações médias mensais e vazão mensal média do Rio das Fêmeas no período de 1977 a 2007.

O tempo de concentração calculado para a bacia do Rio das Fêmeas foi de 29,94 horas, que apresentou um comprimento médio da bacia de 140 km, com uma variação de cotas de 350 metros, com uma declividade média de 0,025%.

4.3 - RECARGA: METODOLOGIA DE ARNOLD E ALLEN (1999)

Durante a realização das metodologias de Arnold e Allen (1999) e de Ruledge e Daniel (1994), pelo fato dos dados de vazão estarem incompletos em alguns meses, conforme pode ser observado na Tabela 4.2, foram excluídos das análises os meses de Fevereiro dos anos de 1986 e de 2007. Já para o ano de 1995, como faltava apenas o dia 28 do mês de Outubro foi feita a média entre os dados de vazão do dia anterior e posterior visando obter uma vazão média.

A escolha em se utilizar de dados de vazão para calcular a recarga se deve, entre as outras variáveis, pela facilidade de sua obtenção, como confirma os autores Delin et al (2007), pois é muito raro se obter uma boa qualidade de dados suficientes que permitam a estimação da recarga utilizando mais de dois ou três métodos.

A separação do escoamento de base do hidrograma de vazão pelo método do filtro digital proposto por Arnold e Allen (1999) apresenta-se de acordo com as características do formato que o escoamento deve apresentar, segundo Nathan e McMahon (1990), que são as seguintes: a recessão do escoamento de base continua após o pico do hidrograma total devido ao fluxo de saída inicial do rio para os reservatórios adjacentes; o escoamento de base apresentará o pico após o pico da vazão devido ao efeito armazenamento-expulsão da armazenagem da subsuperfície; a recessão do escoamento de base será mais provavelmente seguida de uma função de decaimento exponencial; o hidrograma do escoamento de base irá se unir ao hidrograma total quando o escoamento superficial cessar (Lin et al, 2007).

Eckhardt (2008) comparando o seu modelo de filtro digital com o modelo desenvolvido por Arnold e Allen (1999), dentre os outros cinco índices de escoamento de base, foi o modelo que apresentou maior correlação, por serem métodos que providenciam uma suavização extensiva para toda a série de dados do escoamento de base. Enquanto que os outros métodos apresentam uma falha nos pontos característicos do hidrograma, que são conectados por linhas retas, dando uma falsa impressão da progressão do escoamento de base.

A Figura 4.6 apresenta a média entre todos os anos hidrológicos da análise de hidrogramas entre os valores de vazão e os valores do escoamento de base. O valor médio da vazão foi de 50,28 m³/s/ano, sendo que o valor médio encontrado para o filtro foi igual a 2,45 m³/s/ano, ou seja, aproximadamente 5% da vazão. O escoamento de base apresentou o valor médio foi de 47,55 m³/s/ano, correspondendo com 94,57% da vazão. Evidenciando o que foi obtido nos estudos de Gaspar (2006), em que a região onde se encontra a bacia do Rio das Fêmeas apresenta baixa densidade de drenagem atribuída à alta capacidade de infiltração da cobertura do solo e dos arenitos do Grupo Urucuia.

O escoamento de base médio para a região do Rio das Fêmeas, para o período de 1977/1978 a 2006/2007, foi de 257,41 mm/ano, em média, que em relação à precipitação

média corresponde com 22,95%, sendo que a vazão média foi de 272,19 mm/ano, o que corresponde com 24,26% da precipitação média.

Nascimento (2003) realizando a modelagem matemática do Rio das Fêmeas obteve um escoamento subterrâneo médio de 258,67 mm/ano, para o período de 1984 a 1995, com uma taxa de recarga média anual de $7,09 \times 10^{-4}$ m/dia.

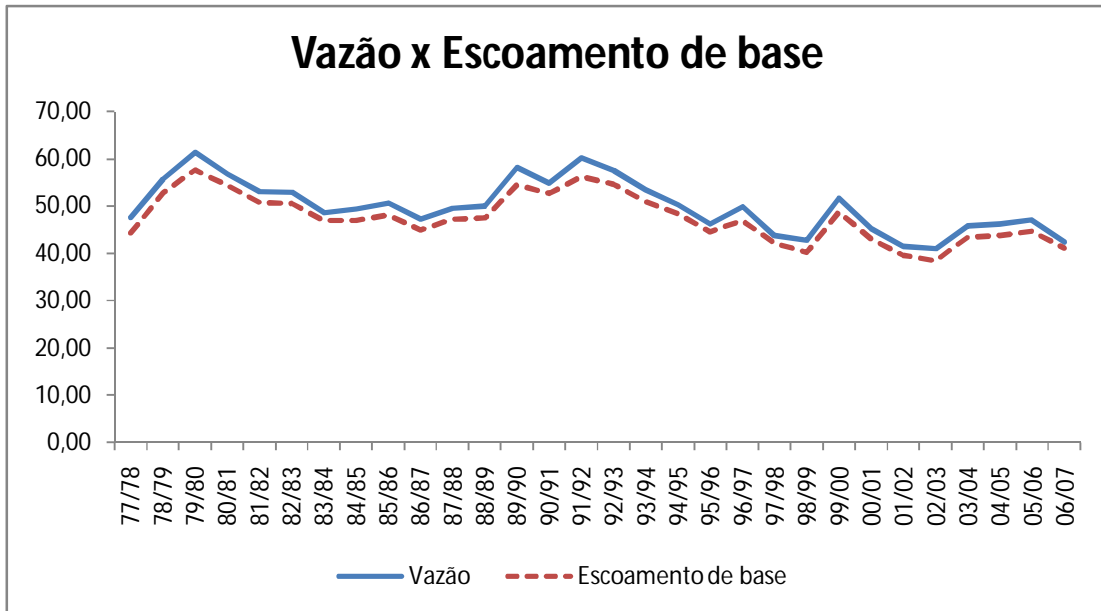


Figura 4.6 - Apresenta a média, para todos os anos hidrológicos, dos valores de vazão e os valores obtidos pelo filtro digital para o escoamento de base.

Gaspar (2006) estudando a contribuição do Sistema Aquífero Urucua para a drenagem em uma área de quatro bacias hidrográficas, dos rios Formoso, Arrojado, Correntina e Guará obteve o valor médio de escoamento de base, para o período de 1982 e 2002, de $1,35 \cdot 10^9$ m³, (214,29 mm/ano) correspondente em média a 20% da precipitação nas bacias. Em relação ao escoamento total da região registrado nos rios nesse período, esse percentual sobe para um valor médio de 91%.

Pimentel (2000) pela separação de hidrogramas unitários, na bacia do Rio das Fêmeas, para o período de 1984 a 1995, também para a estação fluviométrica Derocal - 46455000, pelo método do mínimo local, obteve uma contribuição do escoamento de base para o fluxo total, em média igual a 91,33%. A recarga média obtida pelo balanço hídrico na bacia foi de 257,02 mm/ano para o mesmo período analisado.

A separação do escoamento de base do hidrograma da vazão, realizada por meio de uma passagem do filtro digital pelos dados de vazão, proposto por Arnold e Allen (1999), pode ser observada na Figura 4.7 para o ano hidrológico de 2004/2005.

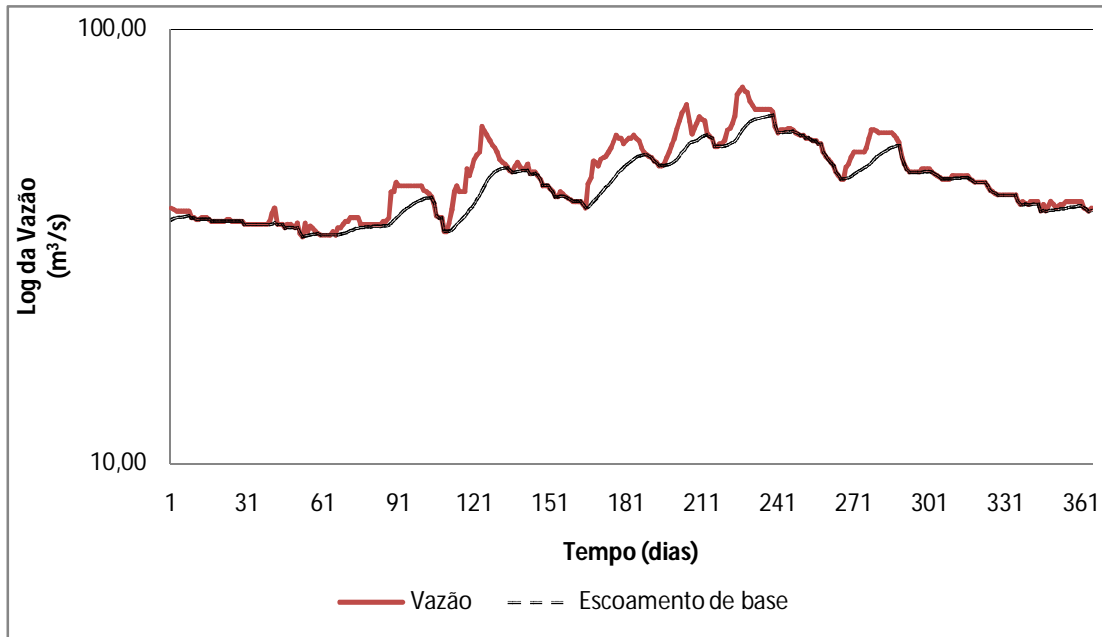


Figura 4.7 - Separação do escoamento de base do hidrograma da vazão para o ano de hidrológico de 2004/2005 para a bacia do rio das Fêmeas utilizando o método do filtro digital de Arnold e Allen (1999).

Os resultados do fluxo de base obtidos com o filtro digital utilizado na comparação feita por Eckhardt (2008), entre outros índices de obtenção do escoamento de base, dentre eles o método de filtro digital utilizado por Arnold e Allen (1999), foram obtidos realizando somente uma passagem do filtro. A mesma proposta foi feita neste presente estudo.

Szilagyi et al (2003) também utilizou a filtro de separação do escoamento de base apenas uma vez, pois segundo os autores as três passagens do filtro que foram propostas por Nathan e McMahon (1990) são consideradas desnecessárias, por não se conhecer a regulação de tempo exata do pico do escoamento de base e também pela seleção do valor adequado de k em uma simples passagem do filtro.

A Figura 4.8 apresenta o esquema da metodologia de Arnold e Allen (1999) realizada para o ano hidrológico de 1991/1992, para a bacia do Rio das Fêmeas.

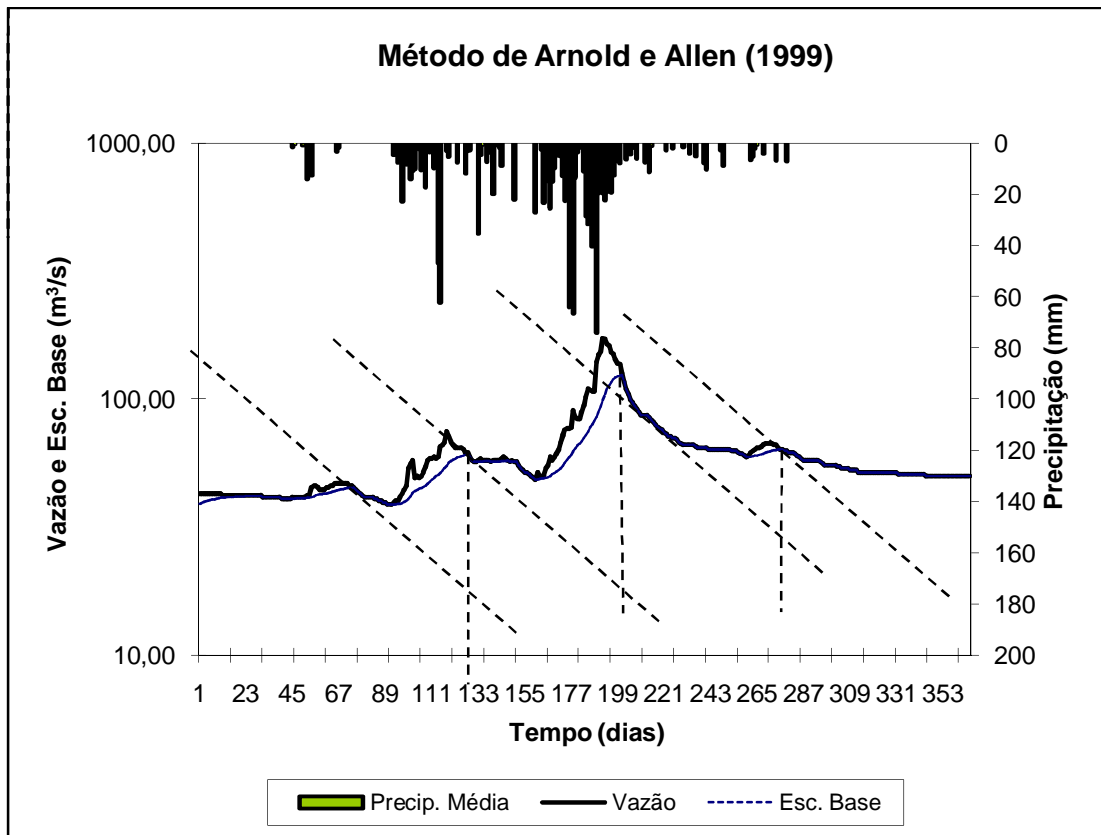


Figura 4.8 – Apresenta o esquema da metodologia de Arnold e Allen (1999) realizada para o ano hidrológico de 1991/1992.

As recargas obtidas pelas duas metodologias de obtenção da recarga pelo método de Arnold e Allen (1999) podem ser observadas na Figura 4.9. O método automático, cuja recarga foi obtida do valor de q_{B2} da equação proposta pelos autores Arnold e Allen (1999) e o método gráfico, cuja recarga foi obtida do valor de q_{B2} obtido visualmente. Sendo que as recargas foram obtidas para os anos hidrológicos (de 1 de agosto até o dia 31 de julho) de 1977/1978 a 2006/2007.

As recargas obtidas pelas duas metodologias do método de Arnold e Allen (1999) apresentaram médias de 51,60 mm/ano e 47,79 mm/ano, para o método gráfico e para o método automático, respectivamente. Sendo que a média entre as duas foi de 49,69 mm/ano, correspondendo a 4,43% da precipitação média. Os valores de máxima foram de 144,68 mm/ano e de 134,41 mm/ano, para o método gráfico e para o método automático, respectivamente, ambos para o ano hidrológico de 1991/1992, ano que não corresponde nem com o máximo de precipitação e nem com o máximo de vazão. Os valores mínimos

de recarga foram para os anos hidrológicos de 1995/1996, sendo para o método gráfico de 5,17 mm/ano e para o método automático de 5,25 mm/ano.

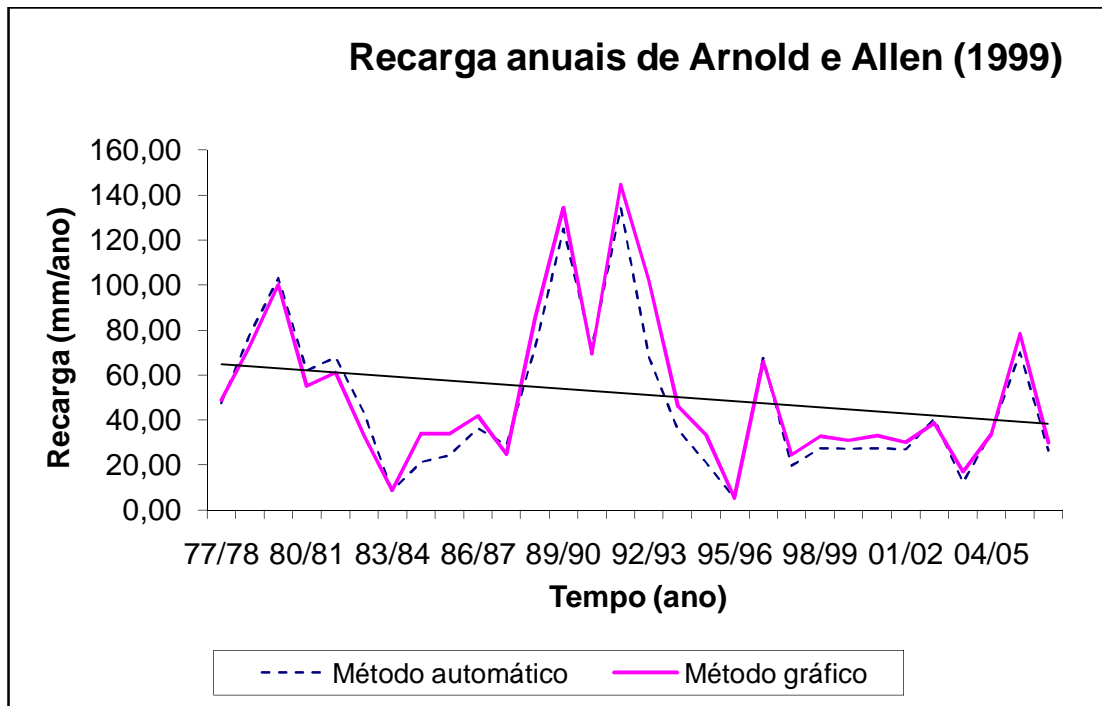


Figura 4.9 - Recargas médias anuais para os anos hidrológicos de 1977 a 2006 entre as duas metodologias. O método gráfico, cuja recarga foi obtida do valor de q_{B2} obtido visualmente e o método automático cuja recarga foi obtida do valor de q_{B2} da equação proposta pelos autores Arnold e Allen (1999).

Realizando o balanço hidrogeológico, para o período de 1982 a 2002 na zona vadosa da área da bacia hidrogeológica do Sistema Aquífero Urucuia, na região de Correntina (BA), Gaspar (2006) obteve precipitação média de 1.240,87 mm/ano, com recarga de 278,98 mm/ano, correspondendo com 24,10% em relação à precipitação média.

Chen e Lee (2003) comparando entre um método para estimar a recarga da água subterrânea com um método para determinar o escoamento de base, componente da vazão, observaram que a estimativa do escoamento de base foi menor, em torno de 16%, em relação ao método de recarga para a bacia Chon-Shui River, em Taiwan. Essa diferença pode ser devida pela diferença entre as metodologias, evapotranspiração ripária, ou ser devida a recarga do sistema de fluxo da água subterrânea para regiões mais profundas.

Wittenberg e Sivapalan (1999) também atribuíram as perdas por evapotranspiração da água subterrânea do aquífero como sendo a causa mais provável e plausível para as mudanças acentuadas nas recessões da vazão.

Szilagyi et al (2003) analisando a recarga em Nebraska, USA, observaram que na região sudoeste, apenas 1% de toda a média da precipitação anual recarregou a água subterrânea, enquanto que na porção sudeste do estado a recarga foi maior do que 13% da precipitação anual. Sendo que essa diferença pode ser devida, principalmente, a umidade do solo na porção leste ser próxima da capacidade de campo no ano de grande precipitação e por apresentar um baixo clima árido do local.

Arnold et al. (1995) comparando resultados de publicações de métodos manuais de separação de escoamento de base, resultados do programa PART e resultados de filtro digital para 11 bacias obtiveram para a bacia Conodoguinet Creek próximo a Hogestown, PA, para o período de 1968 a 1974, recargas de 330,20 mm/ano, 327,66 mm/ano e 332,74 mm/ano, 264,16 mm/ano, 238,76 mm/ano para o método manual, programa PART e resultados da primeira, segunda e terceira passagens do filtro digital recursivo, respectivamente.

Já para a bacia West Conewago Creek em Manchester, PA, os autores Arnold et al (1995) obtiveram para o período de 1931 a 1976 recargas de 152,4 mm/ano, 187,96 mm/ano e 220,98 mm/ano, 157,48 mm/ano, 127,00 mm/ano para o método manual, programa PART e resultados da primeira, segunda e terceira passagens do filtro digital recursivo, respectivamente.

Meyboom (1961) pela análise do hidrograma de vazão do Rio Elbow (Canadá), pelo método manual de *Butler*, durante os períodos de 1950 a 1958, obtiveram uma recarga total para esse período de 419,10 mm/ano, sendo a média anual de 52,32 mm/ano.

O método gráfico foi superior ao método automático em mais de 60% dos resultados obtidos de recarga para o método de Arnold e Allen (1999), porém apresentou maior desvio padrão.

De maneira geral, a técnica automática desenvolvida por Arnold et al (1995), em seus estudos, excede da técnica manual em torno de 13%. As fontes de erro podem estar associadas com base na escolha da recessão do escoamento de base, a curva padrão de recessão (MRC) realiza uma estatística média de todos os dados compilados de recessão do escoamento de base, enquanto que o método gráfico é mais subjetivo por apresentar uma avaliação visual dos dados de vazão, em que a “melhor” curva de recessão pode ser mudada manualmente no preparo da curva padrão de recessão.

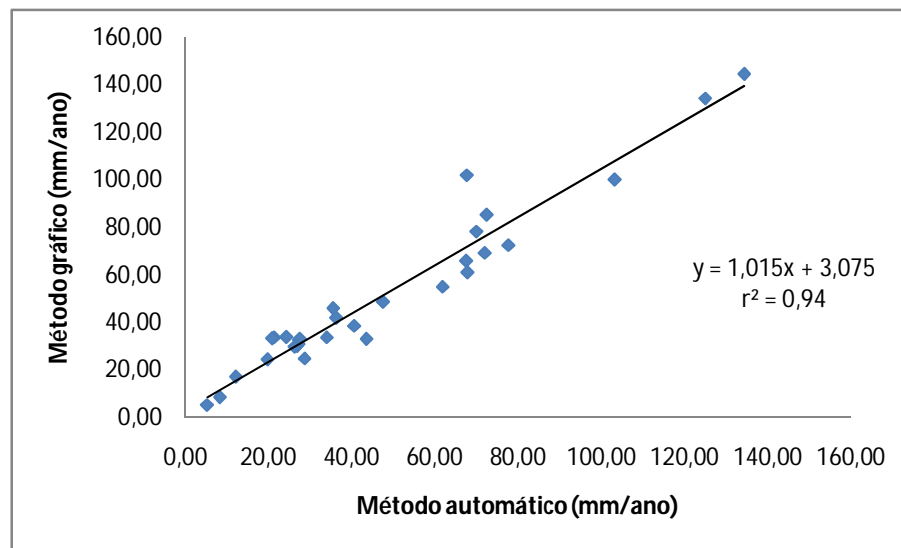


Figura 4.10 - Gráfico da regressão da recarga entre o método de Arnold e Allen (1999) baseado no método automático e no método gráfico.

O método automático possui alta correlação com o método gráfico, apresentando um coeficiente de determinação (r^2) de 94%, assim pode se comparar o método automático, que utiliza uma equação para calcular a recarga e o método gráfico que utiliza uma técnica visual para calcular a recarga, comprovando que esses métodos estão altamente correlacionados. A Figura 4.10 apresenta o gráfico de regressão entre o método automático e o método gráfico.

4.4 - RECARGA: METODOLOGIA DE RUTLEDGE E DANIEL (1994)

A metodologia de Rutledge e Daniel (1994) utiliza o método do deslocamento da curva de recessão, sendo primeiro necessário obter o índice de recessão médio (K) do período analisado.

Assim como a metodologia de Arnold e Allen (1999), a metodologia de Rutledge e Daniel (1994) também excluiu alguns dados dos anos que estavam incompletos. Para o método automático pelo fato dos programas RECESS e RORA só serem executados para analisar períodos contínuos de dados foram obtidos dois valores de índice de recessão, um para o período de 1977 a 1985 e outro para o período de 1987 a 2006.

Para o método gráfico foi obtido um índice de recessão médio de 120,63 dias por ciclo de log, sendo o tempo crítico igual a 25,86 dias, para o período de 1977 a 2007, na bacia do Rio das Fêmeas. Para o método automático foram obtidos dois valores de índice de recessão, o primeiro igual a 121,10 dias por ciclo de log, para o período de 1977 a 1985 e o segundo igual a 118,80 dias por ciclo de log, para o período de 1987 a 2006, sendo a média entre ambos de 119,95, valor muito próximo do encontrado pelo método gráfico, conforme a Tabela 4.3.

Tabela 4.3 - Valores dos índices de recessão para as duas metodologias do método de Rutledge e Daniel (1999).

	Período	Total de anos	Índice de recessão médio (K) (dias/ciclo de log)
Método gráfico	1977-2007	30	120,63
Método automático	1977-1985	08	121,10
	1987-2006	19	118,80
Média			120,18

Arnold et al (1995) realizaram uma comparação entre o método automático para a obtenção da curva padrão de recessão (*Auto MRC*) desenvolvido pelos autores e uma técnica gráfica para 40 estações fluviométricas. Na estação Trace Creek abaixo de Denver, TN, com área de drenagem de 12 km² e obtiveram valores de 119 e 110 dias por ciclo de log de descarga para os métodos *Auto MRC* e a técnica gráfica, respectivamente, com diferença de porcentagem de 8,18%. Já para a estação Blue River próximo a Stanley, KS, com 119 km² de área de drenagem foram encontrados valores de 31 e 34 dias por ciclo de log de descarga para os métodos *Auto MRC* e a técnica gráfica, respectivamente, com diferença de porcentagem de -8,82%.

O método automático na obtenção da curva padrão de recessão é objetivo, rápido e fácil de utilizar, o que o torna completamente reproduzível, porém quando se analisa métodos automáticos de recarga de aquífero, o nível de estimativa adequado é quando se assume um erro de até 10% (Arnold et al, 1995).

O método de faixa justaposta (*Matching Strip Method*) em que é obtida a curva padrão de recessão (*master recession curve*) apresentou um rendimento de informação mais discriminado e acurado sobre o comportamento da recessão do que o método de correlação nos estudos de Nathan e McMahon (1990) nas bacias do sudoeste da Austrália.

Pelo método de Meyboom (1961), Mau e Winter (1997) obtiveram para os dois rios que são drenados para o Lago Mirror inclinações de recessão de 125 dias por log e 85 dias por log, respectivamente para os rios que correm a noroeste e a oeste.

Chen e Lee (2003) estimando a recarga anual da água subterrânea, pelo método do deslocamento da curva de recessão, para oito estações fluviométricas em Taiwan, obtiveram para a estação Ziu-Chian Bridge com área de drenagem de 2.988,88 km², um índice de recessão de 17,2 dias por ciclo de log e uma recarga anual da água subterrânea de 1,94 toneladas (valor obtido multiplicando a profundidade de infiltração anual (m/ano) pela área de drenagem (m²)).

O método gráfico apresentou uma recarga média de 144,55 mm/ano, com desvio padrão de 40,15. O valor máximo obtido foi de 243,56 mm/ano, para o ano hidrológico de 1978/1979, correspondendo com o ano de vazão máxima, um ano após o ano de precipitação máxima. A vazão mínima foi obtida para o ano de 2006/2007, sendo igual a 79,03 mm/ano. Com relação à precipitação a recarga média obtida com o método gráfico representa 12,89%, valor maior do que os obtidos com o método manual de Arnold e Allen (1999).

A Figura 4.11 apresenta o esquema de representação da obtenção do índice de recessão para o método gráfico de Rutledge e Daniel. Em anexo são apresentados todos os anos hidrológicos com seus respectivos índices de recessão.

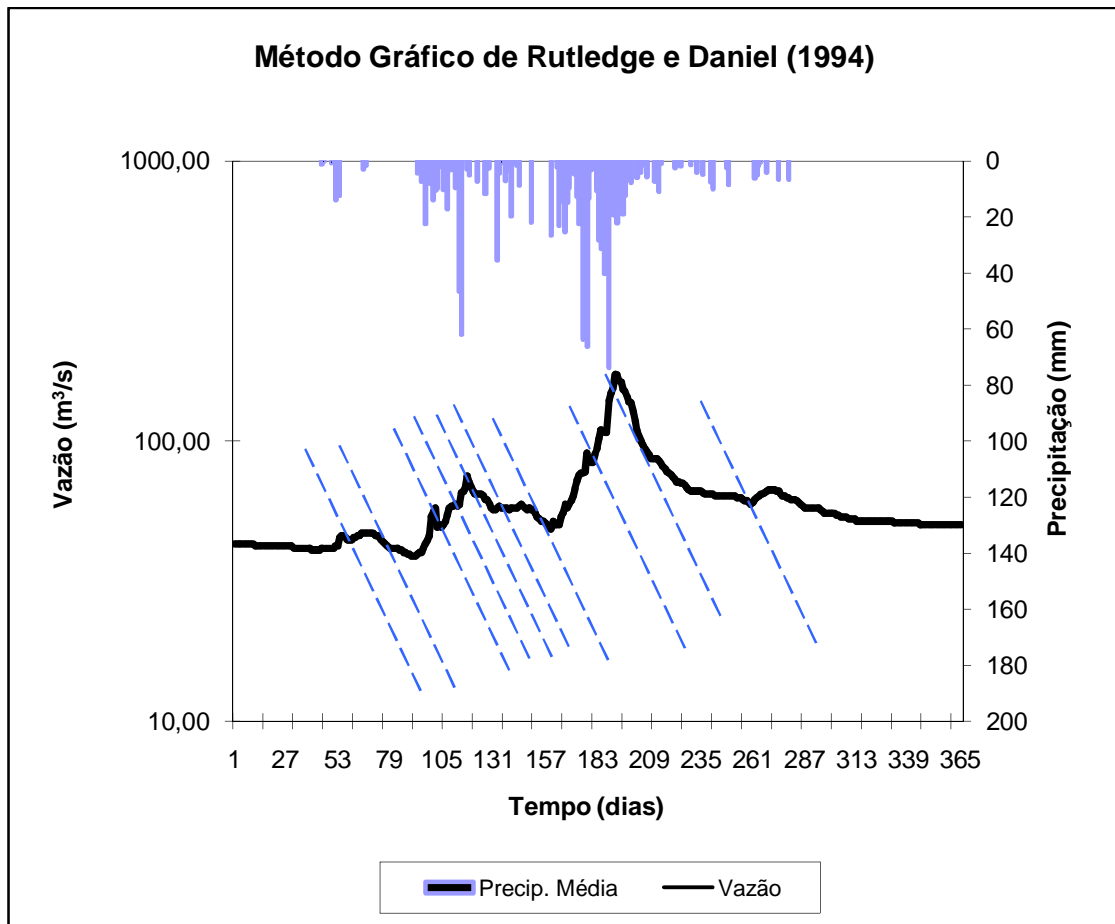


Figura 4.11 – Esquema de representação do índice de recensão do método gráfico de Rutledge e Daniel (1994), para o ano de 1991/1992.

No método automático, para os anos hidrológicos de 1985/1986, 1986/1987 e 2006/2007 por estarem incompletos, as recargas médias foram obtidas pela regressão linear simples entre a recarga e os dados de vazão, que após retirar os outlier, foi obtido um coeficiente de determinação de 67% (Figura 4.12). Assim, com o método automático foi obtida uma recarga média de 256,53 mm/ano, com desvio padrão de 27,41, correspondendo com 22,87% da precipitação média. A recarga máxima foi de 303,53 mm/ano para o ano hidrológico de 1989/1990 e a mínima foi de 198,37 mm/ano no ano hidrológico de 1982/1983, esses anos hidrológicos de recargas não coincidem com os anos hidrológicos de máximas ou de mínimas com os anos de vazão ou de precipitação.

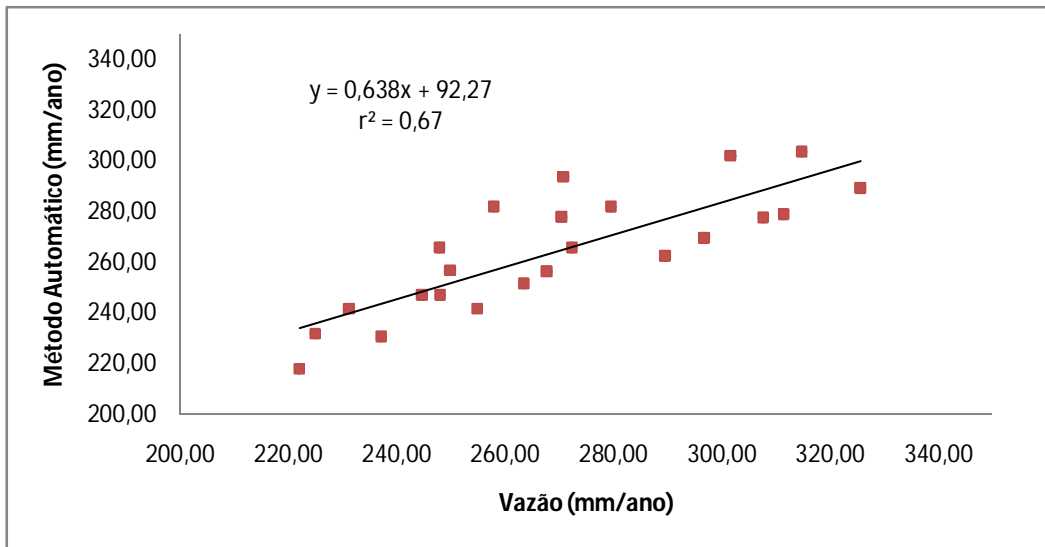


Figura 4.12 - Relação entre a vazão e o método automático para obter a regressão linear simples entre ambos.

As Figuras 4.13 e 4.14 apresentam as recargas anuais obtidas pelos métodos gráfico e automático de Rutledge e Daniel (1994), para a bacia do Rio das Fêmeas, no período de 1977 a 2007.

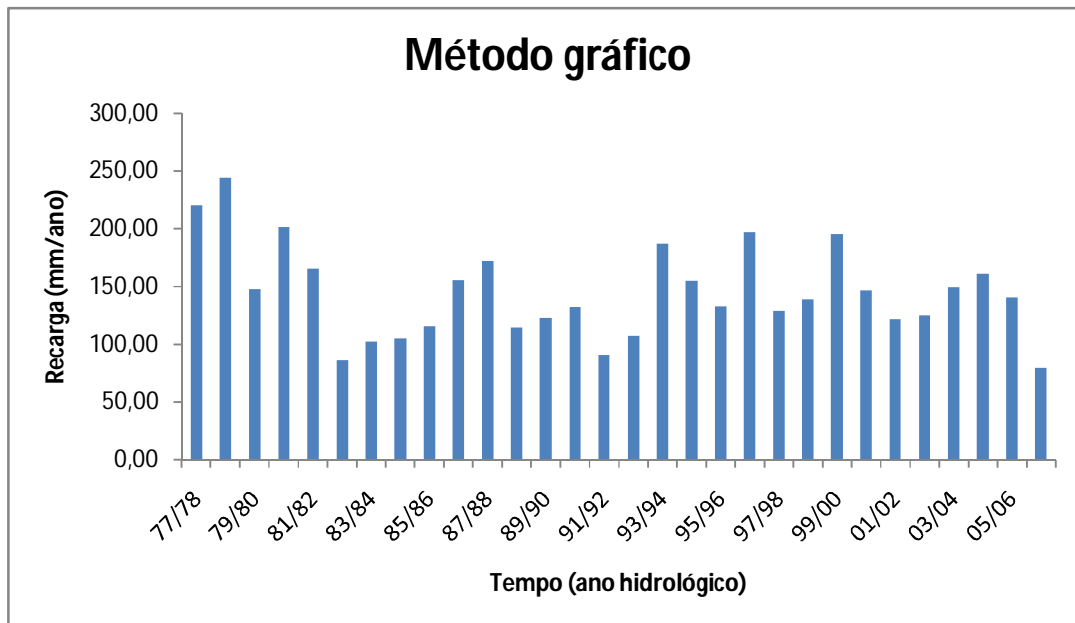


Figura 4.13 - Recargas anuais obtidas pelo método gráfico de Rutledge e Daniel (1994), para a bacia do Rio das Fêmeas, no período de 1977 a 2007.

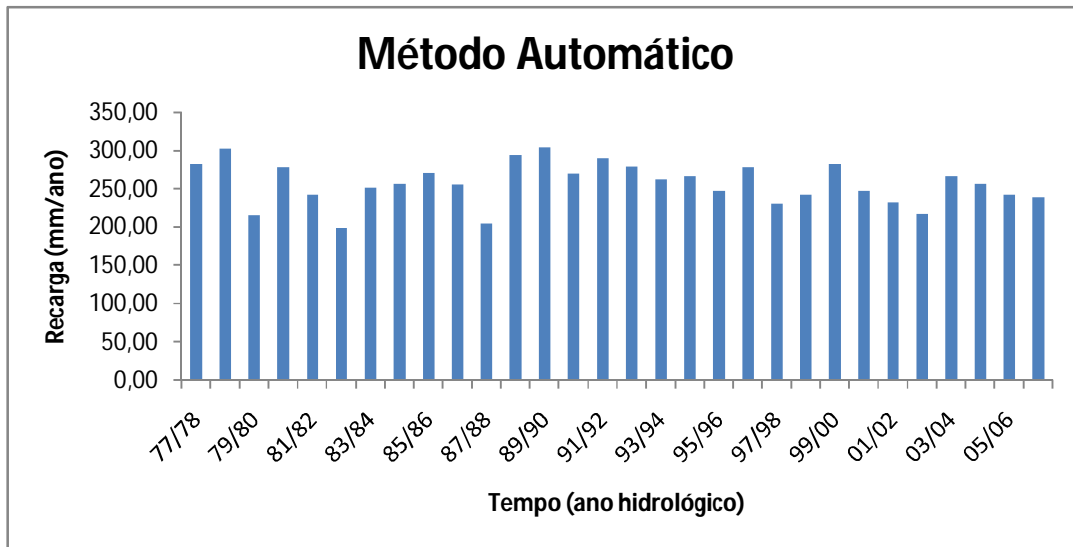


Figura 4.14 - Recargas anuais obtidas pelo método automático de Rutledge e Daniel (1994), para a bacia do Rio das Fêmeas, no período de 1977 a 2007.

Comparando os dois resultados obtidos pelo método gráfico e o método automático de Rutledge e Daniel (1994) foi obtida uma recarga média de 200,54 mm/ano, o que representa 17,88% do que é precipitado na região da bacia do Rio das Fêmeas.

Segundo Wittenberg e Sivapalan (1999) somente uma pequena fração da precipitação atua diretamente na recarga da água subterrânea, podendo ser superior a 30% em regiões de clima temperado na Europa Central, e menor do que 5% para condições semi-áridas no Oeste Australiano.

As recargas mensais médias obtidas pelo método automático obtiveram máximas de 32,39 mm/mês e 31,94 mm/mês, para os meses de dezembro e janeiro, respectivamente. As mínimas foram para os meses de julho e agosto, com 9,28 mm/mês e 9,85 mm/mês. Os meses de máximas e mínimas também correspondem com os meses de máximas e mínimas das precipitações médias. Analisando o método automático deve ser feita uma consideração importante, pois está ocorrendo recarga nos meses de Junho a Outubro, quando praticamente não ocorre precipitação na bacia, sendo também pouco provável a recarga nesses meses.

Delin et al (2007) analisando 38 bacias hidrográficas no estado de Minnesota, USA, obtiveram uma variação de 8% a 44%, com média de 19%, na relação entre as recargas

médias utilizando o programa RORA e a precipitação. Esse resultado se encontra dentro da taxa de recarga média esperada para o clima e a hidrogeologia encontrados nas bacias.

O programa RORA, utilizado pelo método automático, assume que a recessão da vazão é causada pela descarga da água subterrânea. Além, de o programa RORA possuir a vantagem em relação aos métodos de locais específicos, por obter uma taxa de recarga que é representativa de uma grande área (Delin et al, 2007).

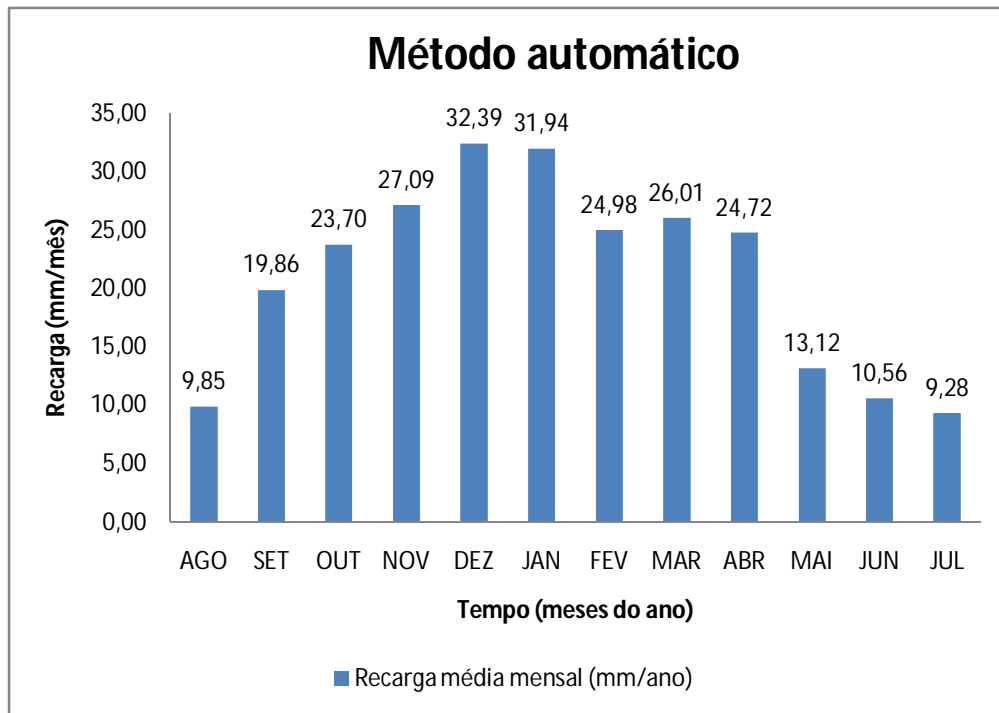


Figura 4.15 - Recargas médias mensais obtidas pelo método automático de Rutledge e Daniel (1994), para a bacia do Rio das Fêmeas, no período de 1977 a 2007.

Melo et al (2005) avaliaram a recarga da água subterrânea, para o aquífero Açú, na borda sudoeste da Bacia Potiguar à oeste do Estado do Rio Grande do Norte, com área de 1.320 km², sendo igual a 54 milhões de m³/ano. A recarga foi estimada comparando diferentes metodologias, como os métodos do balanço hidroclimatológico, variação do nível da água, Lei de Darcy aplicada ao meio poroso saturado e balanço de cloreto.

Pela Figura 4.16 pode ser observado que não existe correlação entre o método automático e o método gráfico da metodologia de Rutledge e Daniel (1994), pois apresenta um coeficiente de determinação muito pequeno. Diferentemente do que ocorre na metodologia

de Arnold e Allen (1999), em que os métodos automáticos e gráficos estão altamente correlacionados.

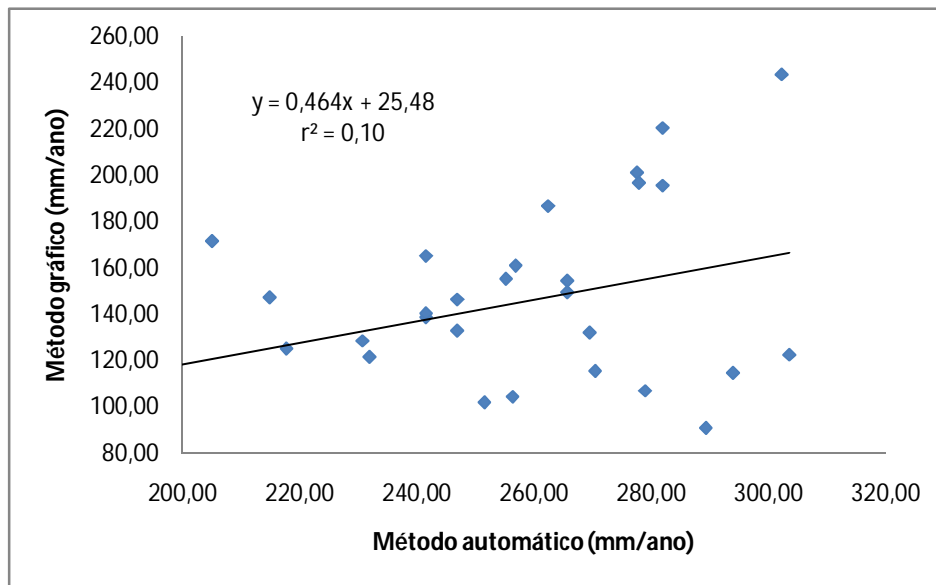


Figura 4.16 - Regressão entre o método automático e o método gráfico da metodologia de Rutledge e Daniel (1999).

4.5 - COMPARAÇÕES ENTRE AS METODOLOGIAS DE ARNOLD E ALLEN (1999) E DE RUTLEDGE E DANIEL (1994)

As recargas obtidas pelas duas metodologias do método de Arnold e Allen (1999) apresentaram médias de 51,60 mm/ano e 47,79 mm/ano, para o método gráfico e para o método automático, respectivamente. Sendo que a média entre as duas corresponde com 4,43% da precipitação média. O método gráfico de Rutledge e Daniel apresentou uma recarga média de 144,55 mm/ano, com relação à precipitação a recarga média obtida com o método gráfico representa 12,89%. No método automático de Rutledge e Daniel foi obtida uma recarga média de 256,53 mm/ano, correspondendo com 22,87% da precipitação média. A recarga média obtida por Pimentel (2000) pelo balanço hídrico na bacia Rio das Fêmeas foi de 257,02 mm/ano para o mesmo período analisado. Realizando o balanço hidrogeológico, para o período de 1982 a 2002 na zona vadosa da área da bacia hidrogeológica do Sistema Aquífero Urucuia, na região de Correntina (BA), Gaspar (2006) obteve uma precipitação média de 1.240,87 mm/ano, com recarga de 278,98 mm/ano, correspondendo com 24,10% em relação à precipitação média.

As correlações realizadas com base em Salas (1992) para verificar as tendências das séries temporais realizadas entre a precipitação, a vazão e as recargas obtidas pelos métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994) com os anos hidrológicos, sem exceção, apresentaram queda significativa ao longo dos anos. A maior correlação foi obtida para a vazão ($r^2 = - 0,63$) e as menores correlações foram obtidas para o método automático de Rutledge e Daniel e o método gráfico de Arnold e Allen.

Analisando a correlação de Pearson entre os pares de variáveis, como a precipitação, a vazão e o escoamento de base com as recargas obtidas pelas diferentes metodologias, pode ser analisada a alta correlação entre o método gráfico e o automático de Arnold e Allen com a vazão e o escoamento de base. Os métodos gráfico e automático de Rutledge e Daniel apresentaram baixa correlação com a precipitação, a vazão e o escoamento de base. Apesar da baixa correlação do método automático de Rutledge e Daniel, esse método foi o que na média apresentou valores mais próximos da vazão e do escoamento de base.

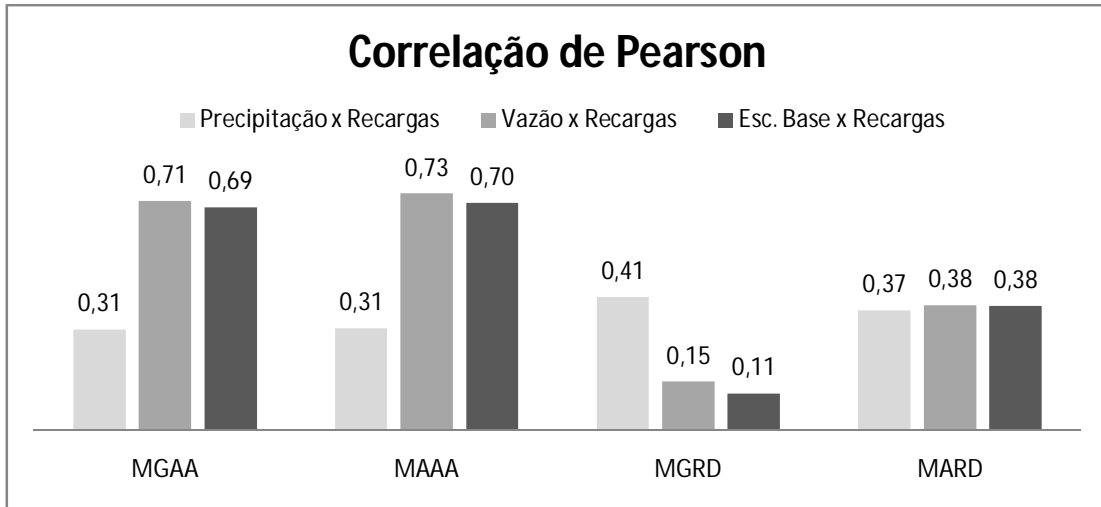


Figura 4.17 – Correlações de Pearson obtidas entre a precipitação, vazão e escoamento de base e as recargas obtidas pelos métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994). (Precip. = precipitação média anual; Vazão = vazão média anual; Esc. Base = Escoamento de base; MGAA = Método Gráfico de Arnold e Allen; MAAA = Método Automático de Arnold e Allen; MGRD = Método Gráfico de Rutledge e Daniel; MARD = Método Automático de Rutledge e Daniel).

As Figuras de 4.18 a 4.21 apresentam as tendências de queda obtidas pela precipitação e pela vazão e também pelos métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994), para o período de 1997/1978 a 2006/2007, na bacia do Rio das Fêmeas.

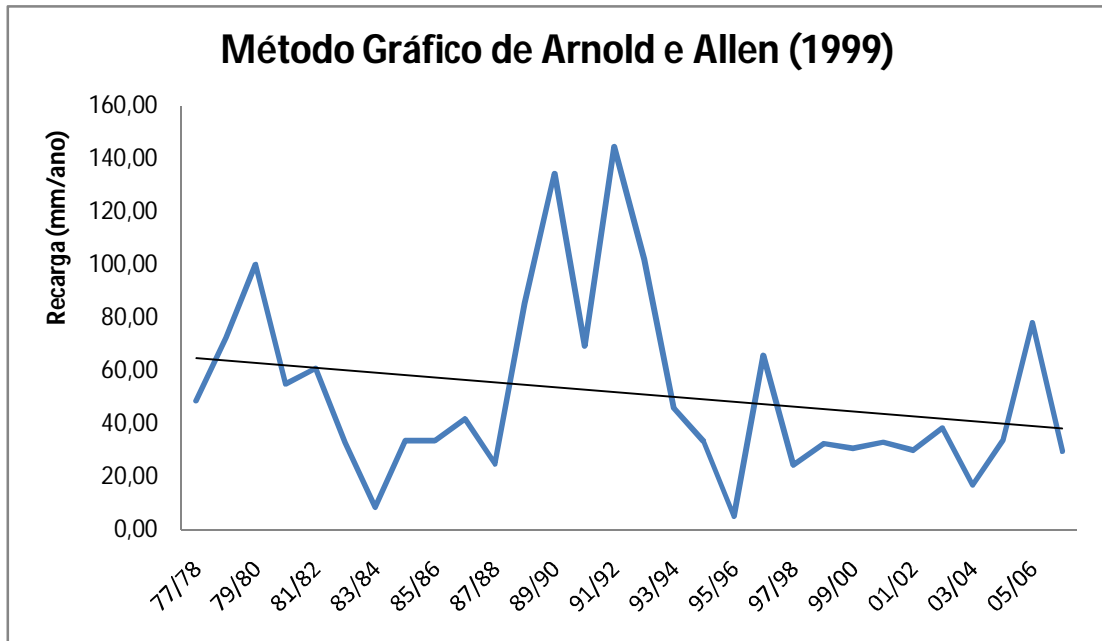


Figura 4.18 – Gráfico da regressão linear simples entre a recarga média anual obtida pelo método gráfico de Arnold e Allen e os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007.

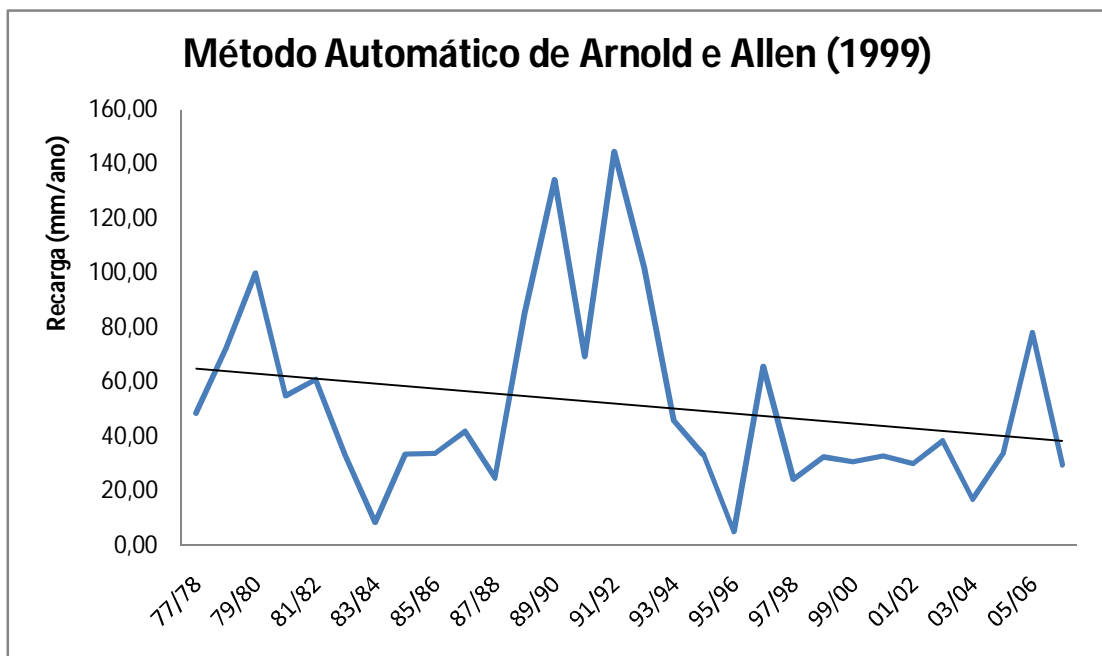


Figura 4.19 - Gráfico da regressão linear simples entre a recarga média anual obtida pelo método automático de Arnold e Allen e os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007.

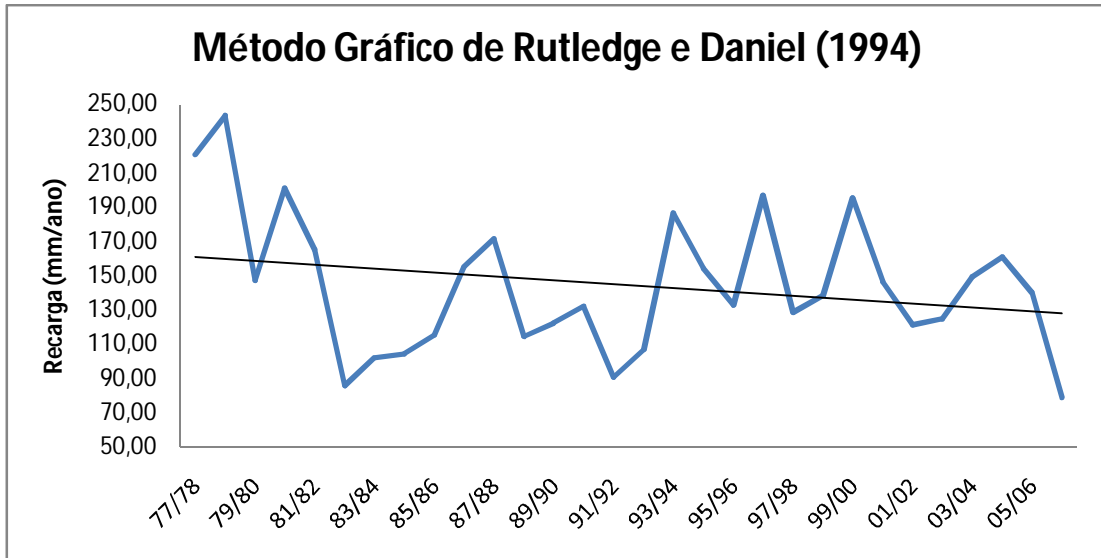


Figura 4.20 - Gráfico da regressão linear simples entre a recarga média anual obtida pelo método gráfico de Rutledge e Daniel e os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007.

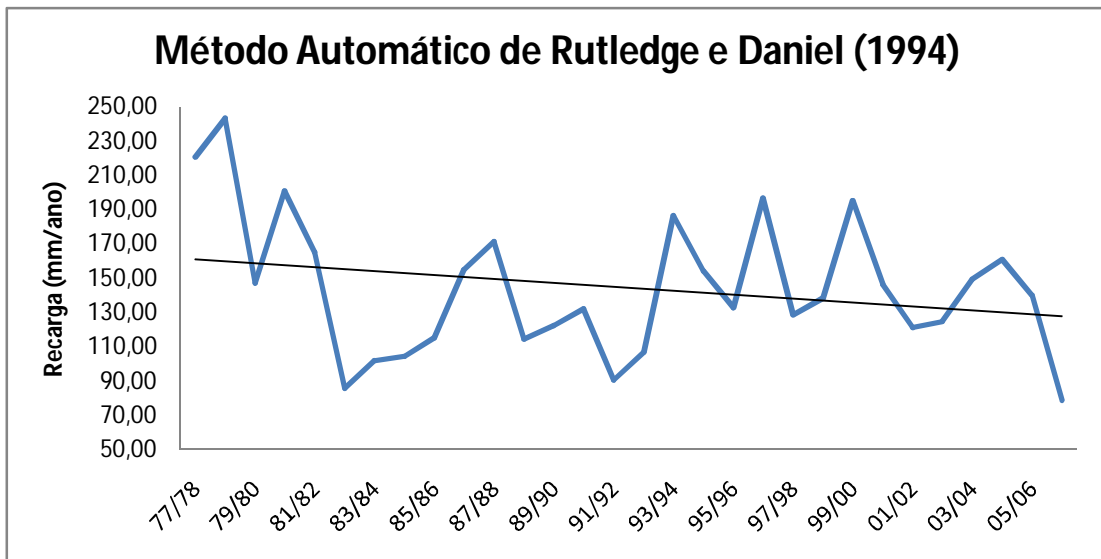


Figura 4.21 - Gráfico da regressão linear simples entre a recarga obtida pelo método automático de Rutledge e Daniel e os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007.

As quedas observadas ao longo dos 30 anos, que na precipitação e na vazão foram em torno de 20%, além das quedas observadas nas recargas obtidas pelas diferentes metodologias podem ter ocorrido devido ao uso consuntivo dos recursos hídricos na bacia, principalmente pela irrigação, que aumentou muito ao longo dos 10 últimos anos.

Segundo avaliação da EMBRAPA ocorreram várias transformações no meio físico na região do oeste baiano, com um amplo crescimento relativo no uso da terra. O crescimento no uso da classe agropecuária moderna e áreas irrigadas foram de 154% e 526%, respectivamente, no período de 1985 a 2000. Infelizmente, toda essa evolução vem sendo acompanhada pelos processos de erradicação e degradação das formações vegetais naturais (Gaspar, 2006).

A Tabela 4.4 apresenta os coeficientes de correlação para as séries temporais de precipitação, vazão e as recargas obtidas entre as diferentes metodologias.

Tabela 4.4 – Coeficientes de correlação para as séries temporais de precipitação, vazão e as recargas obtidas entre as diferentes metodologias.

		Precipitação	Vazão	MGAA	MAAA	MGRD	MARD
Coefficiente de Correlação	r^2	-0,351	-0,635	-0,235	-0,308	-0,248	-0,159
Número de anos da série	N	30	30	30	30	30	30
	Tc	1,980**	4,345**	1,279*	1,711**	1,354*	0,851*
Teste t	$t_{28;0,1}$	1,701	1,701	1,701	1,701	1,701	1,701
	$t_{28;0,5}$	0,683	0,683	0,683	0,683	0,683	0,683

(Precipitação = Precipitação média anual; Vazão = Vazão média anual; MGAA = Método Gráfico de Arnold e Allen (1999); MAAA = Método Automático de Arnold e Allen (1999); MGRD = Método Gráfico de Rutledge e Daniel (1994); MARD = Método Automático de Rutledge e Daniel (1994); **significativo a 99% ($T_c > t$); *significativo a 5% ($T_c > t$))

Pela Figura 4.22 pode ser observada a relação entre o número de picos e as recargas médias anuais entre os métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994).

Tanto o método gráfico como o método automático de Arnold e Allen (1999) apresentaram o mesmo número de picos (92), porém a recarga do método gráfico foi um pouco maior. Já em relação ao método gráfico de Rutledge e Daniel (1994) o número de picos foi de 186 (26% do método automático) e recarga de 144,55 mm/ano (57,4% do método automático).

O número de picos do método automático de Rutledge e Daniel (1994) foi oito vezes maior do que o número de picos dos métodos gráfico e automático de Arnold e Allen (1999), e quase quatro vezes maior do que o método gráfico de Rutledge e Daniel (1994), sendo que a recarga média entre os métodos gráfico e automático de Arnold e Allen (1999) equivale a

aproximadamente 20% da recarga do método automático. Essa superioridade em relação aos outros métodos se deve ao refinamento do programa RORA em analisar os períodos de recessão e assim calcular uma quantidade maior de eventos de recarga.

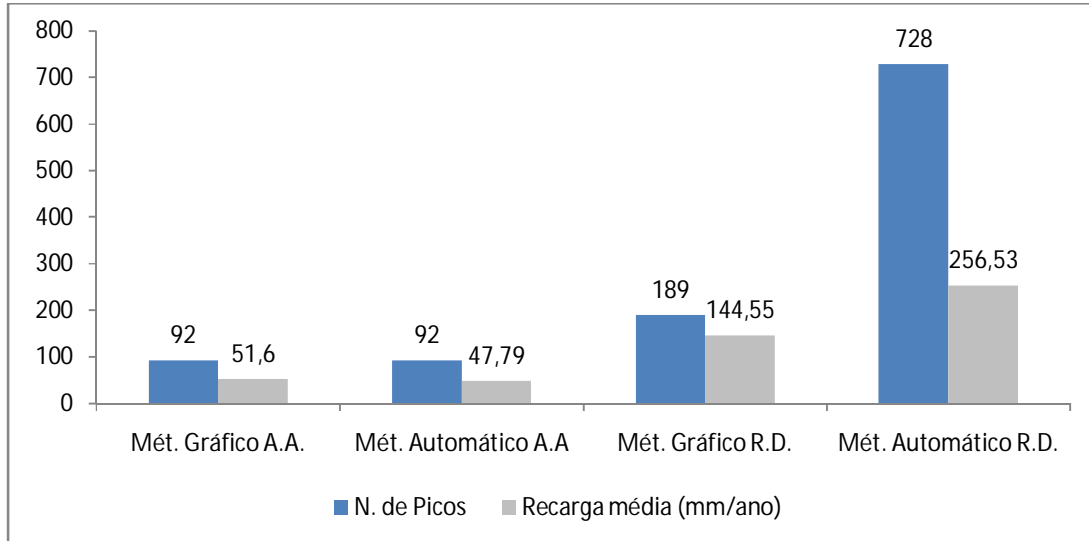


Figura 4.22 - Relação entre o número de picos analisados e as recargas médias anuais entre os métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994).

Os menores valores de recargas foram obtidos com o método automático de Arnold e Allen (1999), seguido pela recarga do método gráfico de Arnold e Allen (1999). Os métodos de Arnold e Allen devem ser analisados com um maior rigor, pois apresenta um grave erro, a recarga obtida por ambos os métodos é muito menor que a descarga, ou seja, a vazão do rio. A recarga do método gráfico de Rutledge e Daniel (1994) foi inferior a recarga obtida pelo método automático e superior ao método manual de Arnold e Allen (1999). A recarga obtida pelo método automático de Rutledge e Daniel (1994) foi maior entre todos os métodos, e em alguns anos hidrológicos foi superior também aos dados de vazão.

Rutledge (1992 apud Chen e Lee, 2003) desenvolveu um método de divisão da vazão (*streamflow partitioning*) baseado num período de recessão antecedente da vazão para calcular a descarga média da água subterrânea. O método consiste em obter dados diários de vazão e utilizar uma extrapolação linear para estimar a descarga da água subterrânea durante o período do escoamento superficial. Entretanto para alguns dados de vazão, esta extrapolação pode causar o cálculo da descarga da água subterrânea maior do que os dados de vazão para alguns dias analisados, sendo necessária a correção desse erro. Também

pode ser observado esse tipo de erro no cálculo da recarga pelo método automático utilizando o programa computacional RORA.

A Figura 4.23 apresenta a relação entre a vazão e as recargas médias anuais entre os métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994).

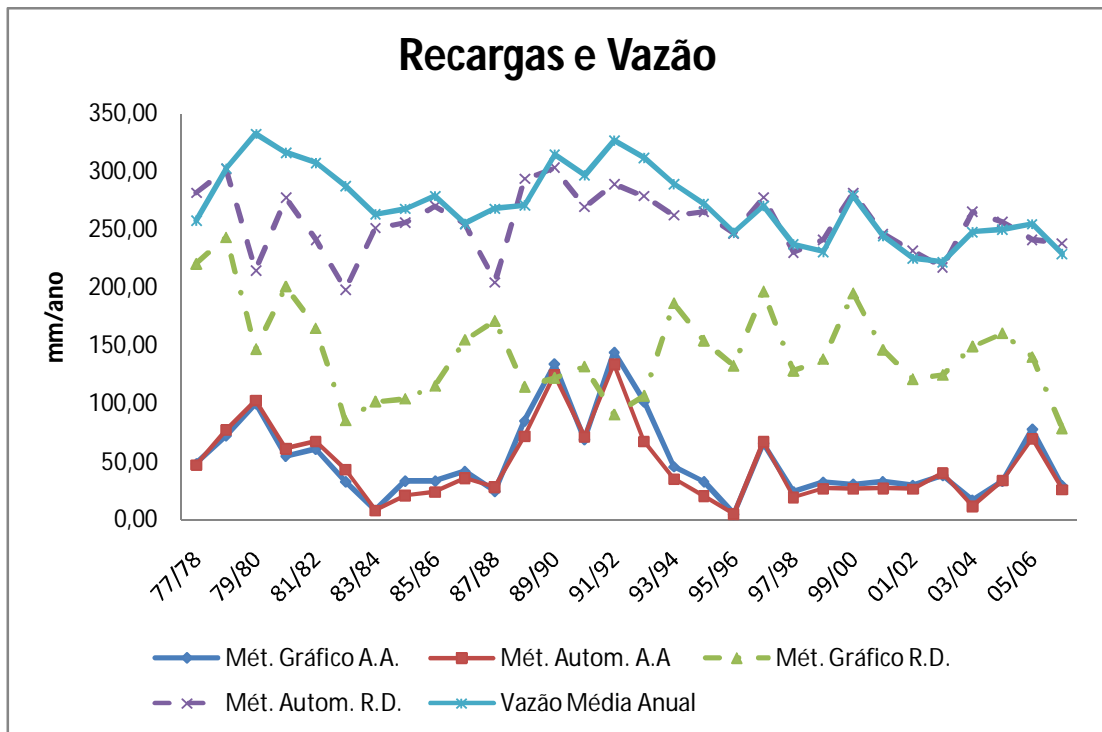


Figura 4.23 - Relação entre a vazão e as recargas médias anuais entre os métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994).
 (Mét. Gráfico A.A. = método gráfico de Arnold e Allen (1999); Mét. Autom. A.A. = método automático de Arnold e Allen (1999); Mét. Gráfico R.D. = método gráfico de Rutledge e Daniel (1994); Mét. Autom. R.D. = método automático de Rutledge e Daniel (1994))

As Figuras de 4.24 a 4.29 apresentam os histogramas de frequências relativas da vazão, da precipitação e dos métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994). O padrão do histograma de frequência relativa apresentado pelos dados de vazão é o mesmo apresentado pelos métodos gráficos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994), sendo que os padrões dos métodos automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994) são bastante diferentes entre si. Os dados de precipitação apresentam um padrão de distribuição normal, enquanto que o método automático de Rutledge e Daniel (1994) também apresenta um padrão normal, porém sendo deslocado para as classes superiores.

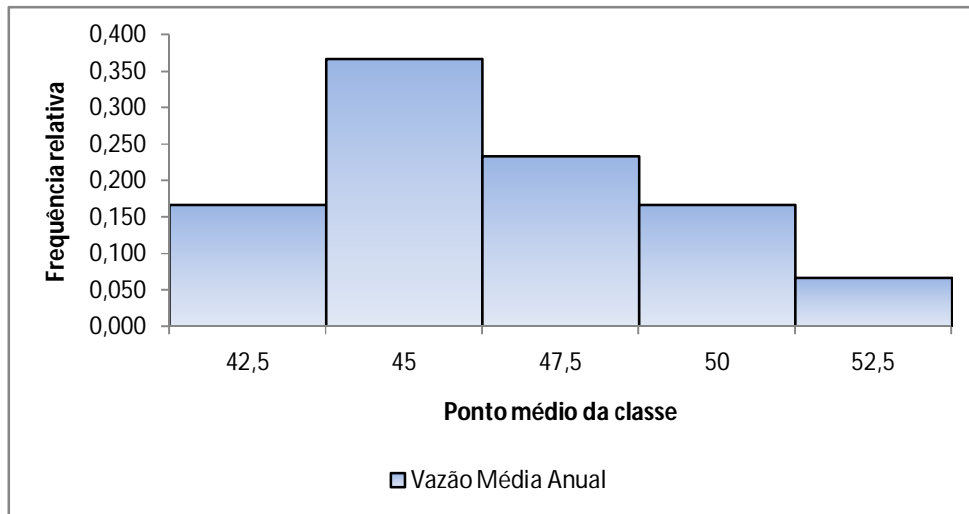


Figura 4.24 - Histograma da frequência relativa da vazão média anual.

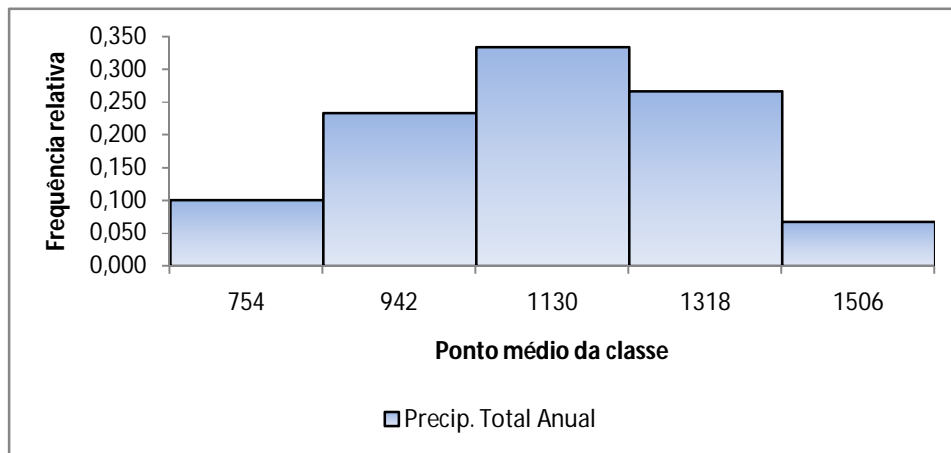


Figura 4.25 - Histograma da frequência relativa da precipitação total anual.

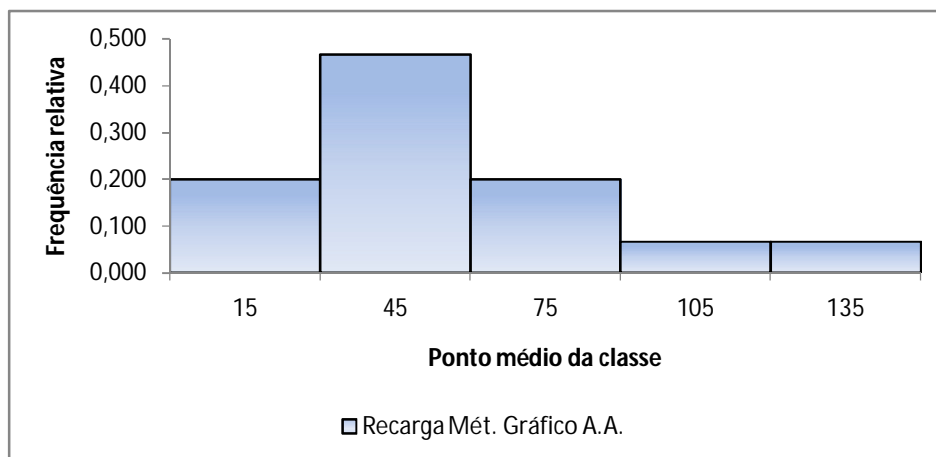


Figura 4.26 - Histograma da frequência relativa da recarga obtida pelo método gráfico de Arnold e Allen (1999).

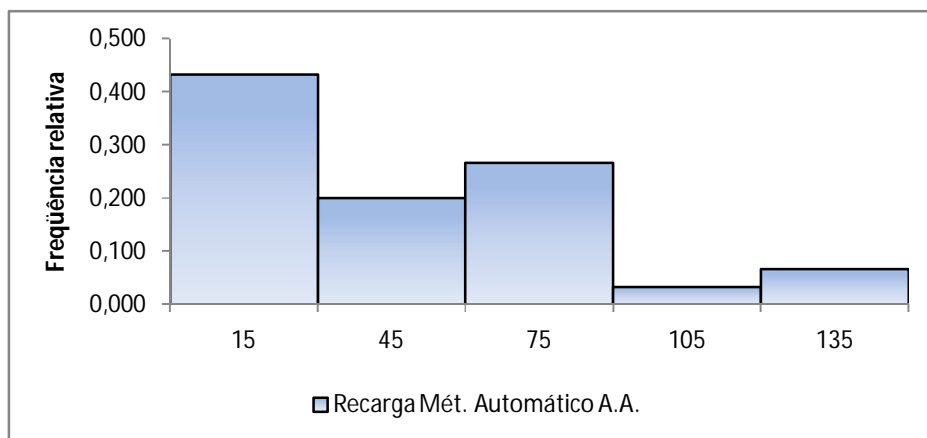


Figura 4.27 - Histograma da frequência relativa da recarga obtida pelo método automático de Arnold e Allen (1999).

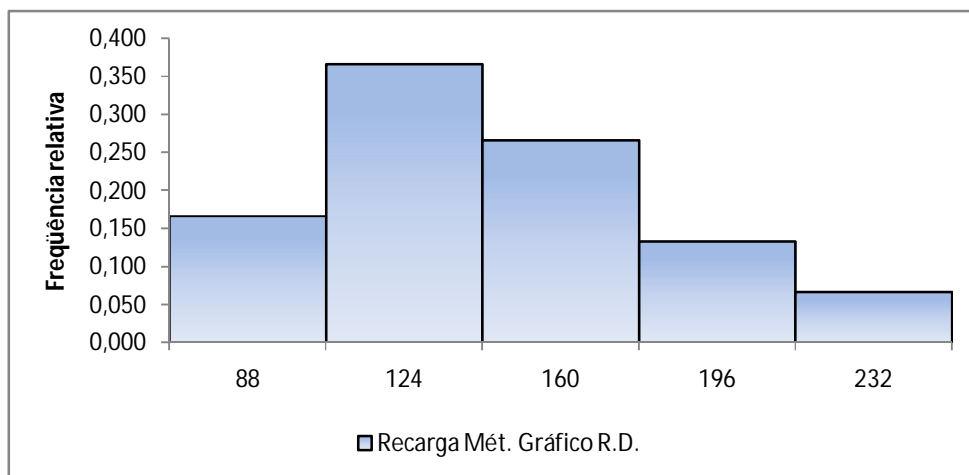


Figura 4.28 - Histograma da frequência relativa da recarga obtida pelo método gráfico de Rutledge e Daniel (1999).

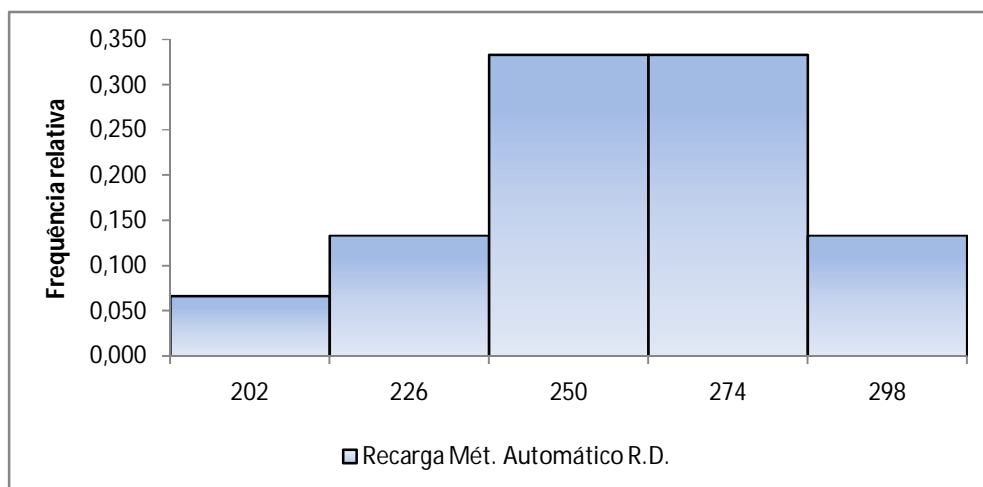


Figura 4.29 - Histograma da frequência relativa da recarga obtida pelo método automático de Rutledge e Daniel (1999).

Os histogramas da frequência relativa da vazão, do método gráfico de Arnold e Allen e do método gráfico de Rutledge e Daniel apresentam uma assimetria positiva, ou seja, a moda é menor do que a mediana que é menor do que a média. Os histogramas da frequência relativa do método automático de Rutledge e Daniel e da precipitação apresentam assimetria negativa (a média é menor do que mediana que é menor do que a moda). Já o histograma de frequência do método automático de Arnold e Allen apresentou um grande desvio padrão, sendo que a frequência não é bem distribuída.

Rutledge e Daniel (1994) compararam a recarga da água subterrânea, para 15 estações fluviométricas, por um período de 10 anos, com exceção de uma estação que foram utilizados 16 anos, em bacias no oeste dos Estados Unidos, por meio de dois métodos baseados na análise da vazão, sendo um método manual e outro automático. O método manual foi conduzido por quatro pessoas diferentes, a primeira etapa consistiu em obter o índice de recessão baseado em uma técnica gráfica, pela qual são traçadas um número de recessões que são sobrepostas e uma recessão média é determinada visualmente. Para o método automático foi utilizado o programa RORA, que calcula a recarga por meio de dados diários de vazão.

Na comparação entre os dois métodos de recarga o manual e o automático, Rutledge e Daniel (1994), obtiveram resultados similares com alta correlação. Para cada par de recargas obtidas entre os dois métodos foi calculada a porcentagem da diferença entre o método manual e o automático. Como resultado, o método automático foi superior em média 4%. Com uma vazão média anual de 462,74 mm/ano, a recarga obtida pelo método manual foi de 293,07 mm/ano e a pelo método automático foi de 304,98 mm/ano. Uma variação de 22% na estimativa da recarga pode ser atribuída às diferenças nas técnicas utilizadas pelas pessoas que conduziram o método manual, porém de maneira geral (83%) dos resultados foram iguais para as quatro pessoas que conduziram o experimento.

Mau e Winter (1997) analisaram a descarga do hidrograma de vazão para determinar a recarga da água subterrânea de duas pequenas bacias que drenam para Lago Mirror em New Hampshire. Para a análise foram selecionados hidrogramas de dois anos de dados, um sendo de um ano de alta vazão (1983-1984) e outro de baixa vazão (1987-1988). A proposta foi comparar quatro métodos de análises de hidrogramas que foram desenvolvidos por outros autores, dos quais dois métodos foram desenvolvidos para

estimar a recarga da água subterrânea e os outros dois foram desenvolvidos para determinar os componentes do escoamento de base da vazão.

A recarga obtida por Mau e Winter (1997) durante o ano úmido variou de 1,5 a 3 vezes mais do que a recarga durante o ano seco. A comparação entre as metodologias de recarga entre os métodos manuais e automáticos testados pelos autores se deve, provavelmente, a posição da linha de recessão, alterando assim o antecedente da recessão requerida. Realizando uma regressão linear entre os dois métodos (manual e automático) foi obtido um coeficiente de determinação (r^2) da regressão de 0,849.

Como a taxa de recarga atual nunca é totalmente conhecida com 100% de certeza para cada localização, vários métodos de recarga são utilizados e os resultados comparados. Nenhum método pode ser considerado como o melhor para estimar a recarga devido a: variabilidade espacial e temporal nas várias variáveis independentes; limitações inerentes de cada modelo; limitações na disponibilidade dos dados de entrada da área analisada; e variabilidade nos usos e aplicações da recarga estimada (Delin et al, 2007).

5 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As principais conclusões que puderam ser obtidas com o estudo da recarga da Bacia do Rio das Fêmeas são as seguintes:

- Está ocorrendo quedas significativas da precipitação e da vazão ao longo dos anos hidrológicos fato que deve estar associado à crescente utilização do solo pela agricultura, com a utilização de pivôs centrais, e a pecuária extensiva. Devendo a região se preocupar com o crescente fenômeno que ocorre mundialmente que é a escassez de água;
- O método de Arnold e Allen realiza a separação do escoamento de base dos dados de vazão;
- Pela separação do escoamento de base do hidrograma de vazão, utilizando a técnica do filtro digital recursivo, foi obtida uma alta eficiência da infiltração da

precipitação nos latossolos da região, uma vez que o escoamento de base representou 94,57% da vazão.

- Para calcular a recarga o método de Arnold e Allen restringe um período mínimo de dias de recessão, diminuindo assim o número de picos a ser analisado durante o ano hidrológico. Em média foram analisados três grandes eventos de recarga;
- O método de Rutledge e Daniel calcula o índice de recessão que é único para a bacia, enquanto que o método de Arnold e Allen calcula a recessão com base em cada evento de recarga;
- Os índices de recessão, tanto o obtido graficamente como o obtido pelo programa RECESS, para a metodologia de Rutledge e Daniel apresentaram valores muito próximos, demonstrando que não existem diferenças significativas na obtenção do mesmo;
- O método de Rutledge e Daniel, por não restringir um número mínimo de dias de recessão faz a análise de uma maior quantidade de picos e de eventos de recarga;
- O método de Arnold e Allen não calcula a recarga para os meses de menor precipitação, como o método automático de Rutledge e Daniel faz, nesse ponto sendo mais coerente, pois a precipitação que ocorre nos meses mais secos não é suficiente para recarregar o aquífero;
- O método automático de Rutledge e Daniel foi o que se apresentou mais satisfatório por se aproximar dos valores de escoamento de base (descarga) médio anual, enquanto os outros métodos subestimaram-no. O método automático de Rutledge e Daniel também foi o método mais simples, rápido, de fácil utilização e repetibilidade, apesar das transformações que foram realizadas nos dados de vazão;
- Existiu uma alta correlação com os resultados obtidos de recarga entre os métodos gráfico e automático de Arnold e Allen. Fato que não ocorreu entre os métodos gráfico e automático de Rutledge e Daniel;

- Os métodos de Arnold e Allen apresentaram taxas de recargas em torno dos 4% da precipitação, sendo inferiores aos métodos de Rutledge e Daniel que apresentaram taxas de recargas em torno dos 17%, valores que foram mais próximos do escoamento de base da região;

Como recomendações podem ser sugeridas um aumentar a rede de monitoramento do local, com a instalação de mais postos fluviométricos, a implementação e manutenção de piezômetros em poços de observação para pode se comparar os resultados obtidos com os dados de vazão, avaliação da vulnerabilidade natural e risco a contaminação do sistema e a implementação efetiva da outorga de direito de uso da água subterrânea.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aksoy, H., Kurt, I., Eris, E. Filtered smoothed minima baseflow separation method. *Journal of Hydrology* 372: 94 – 101. 2009.
- Arnold, J. G.; Allen, P. M. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *Journal of the American Water Resources Association* 35 (2): 411-424. 1999.
- Arnold, J. G.; Allen, P. M.; Muttiah, R.; Bernhardt, G. Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground Water* 33 (6): 1010-1018. 1995.
- ASCE. *Hydrology Handbook*. AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS, ASCE, New York, 1996. 784 p.
- Bomfim, L. F. C.; Gomes, R. A. D. Aquífero Urucuia – geometria e espessura: idéias para discussão. Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 13, Cuiabá (MT). 2004.
- Brandes, D.; Hoffmann, J. G.; Mangaillo, J. T. Base flow recession rates, low flow, and hydrologic features of small watersheds in Pennsylvania, USA. *Journal of the America Water Resources Association* 41 (5): 1177-1186. 2005.
- Chapman, T. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes* 13 (5): 701 – 714.1999.
- Chen, W.; Lee, C. Estimating ground-water recharge from steamflow records. *Environmental Geology* 44: 257-265. 2003.
- Delin, G. N.; Healy, R. W.; Lorenz, D. L.; Nimmo, J. R. Comparison of local to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology* 334: 231 – 249. 2007.
- Eckhardt, K. A comparison of baseflow índices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology* 352: 168 – 173. 2008.
- Feitosa, F. A. C.; Filho, J. M. (Org.). *Hidrologia: Conceitos e Aplicações*. Fortaleza: CPRM, LABHID-UFPE, 1997. 412 p.
- Gaspar, M. T. P. *Sistema Aquífero Urucuia: Caracterização Regional e Proposta de Gestão*. Brasília, Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 2006. 157 f.
- Haan, C. T. *Statistical Methods in Hydrology*. The Iowa State University Press, 1994. 378p.
- Lima, O. A. L. Estudos Geológicos e Geofísicos do Aquífero Urucuia na Bacia do rio Cachorro – Oeste da Bahia. 42 p. Publicação da SRH-BA e UFBA. 2000. Disponível em www.srh.ba.gov.br/publicações.

- Lin, K.; Guo, S.; Zhang, W.; Liu, P. A new baseflow separation method based on analytical solutions of the Horton infiltration capacity curve. *Hydrological Processes* 21: 1719 – 1736. 2007.
- Maia, P. H. P.; Rodrigues, Z. R. C. Diretrizes para um mapa hidrogeológico: ferramenta de gestão e planejamento. Publicação da SRH – BA, 2003.
- Mau, D. P.; Winter, T.C. Estimating ground-water recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a temperate humid climate, New Hampshire, USA. *Ground Water* 35 (2): 291 – 304. 1997.
- MMA. *Águas subterrâneas: Programa de Águas Subterrâneas*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. 2001. 21 p.
- MMA. *Conjunto de Normas Legais: recursos hídricos*. Secretaria de Recursos Hídricos e Ambiente Urbano. 6ª edição. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2008. 466 p.
- Melo, J. G.; Stein, P.; Vasconcelos, M. B.; Silva, F. H. R. Fatores condicionantes na recarga do aquífero Açú na borda sudoeste na Bacia Potiguar (RN). *Águas subterrâneas* 19 (2): 105 – 122. 2005.
- Meyboom, P. Estimating ground-water recharge from stream hydrographs. *Journal of Geophysical Research* 66(4): 1203-1214. 1961.
- Nascimento, K. R. F (Coordenação). *Avaliação dos parâmetros hidrodinâmicos do Aquífero Urucua – BA*. Relatório Final (Subprojeto 3.2 – Uso Conjunto das Águas Subterrâneas da Sub-Bacia do Rio das Fêmeas – BA). Disponível em www.srh.ba.gov.br/publicações. 2002.
- Nascimento, K. R. F (Coordenação). *Uso Conjunto das Águas Subterrâneas da Sub-Bacia do Rio das Fêmeas – BA*. Relatório Final (Subprojeto 3.2 – Projeto de Gerenciamento Integrado das Atividades Desenvolvidas em Terra na Bacia do São Francisco ANA/GEF/PNUMA/OEA). Disponível em www.srh.ba.gov.br/publicações. 2003.
- Nathan, R. J.; McMahon, A. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research* 26 (7): 1465 – 1473. 1990.
- Peters, E.; van Lanen, H. A. J. Separation of base flow from streamflow using groundwater levels – illustrated for the Pang catchment (UK). *Hydrological Processes* 19: 921 – 936. 2005.
- Pimentel, A. L.; Aquino, R. F.; Silva, R. C. A.; Vieira, C. M. B. Estimativa da recarga do aquífero Urucua na sub-bacia do rio das Fêmeas – Oeste da Bahia, utilizando separação de hidrogramas. In: *Congresso sobre Aproveitamento e Gestão de Recursos Hídricos em Países de Idioma Português*, CD-ROM. 2000.
- Ramos, F. Occhipint, A. G.; Nova, N. A. V.; Reichardt, K.; Magalhães, P. C.; Cleary, R. W. *Hidrologia Superficial*. Rio de Janeiro: ABRH, Editora da UFRJ, 1989. Páginas

- 201 a 289. In: Magalhães, P. C. *Engenharia hidrológica*. Rio de Janeiro: ABRH, Editora da UFRJ, 1989. Vol. 02. 404p.
- Rorabaugh, M. I. Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow. *International Assoc. of Scientific Hydrology* 63: 432-441. 1964.
- Rutledge, A. T. Computer programs for describing the recession of groundwater discharge and for estimating mean groundwater recharge and discharge from streamflow records. *U.S. Geological Survey Water resources Investigations Report 93-4121*, 45 pp. 1993.
- Rutledge, A. T. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow data – update. *U. S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98-4148*. 1998. 43p.
- Rutledge, A. T.; Daniel, C.C. Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. *Ground Water* 32 (2): 180 -189. 1994.
- Salas, J. D. Analysis and modeling of hydrologic time series. Capítulo 19. In: Maidment, D. R.; Editor chefe. *Handbook of Hydrology*. Editora McGraw-Hill, Inc. 1992.
- Sujono, J.; Shikasho, S.; Hiramatsu, K. A comparison of techniques for hydrograph recession analysis. *Hydrological Processes* 18: 403 – 413. 2004.
- Szilagyi, J.; Harvey, F. E.; Ayers, J. F. Regional estimation of base recharge to ground water using water balance and a base-flow index. *Ground Water* 41 (4): 504 - 513. 2003.
- Terra, S. A.; Viegas Filho, J.S. Determinação do tempo de concentração da bacia montante do Arroio Chasqueiro. XVI Congresso de Iniciação Científica – UFPEL, 2007.
- Tucci, C. E.M. *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2009. 944p.
- Wittenberg, H.; Sivapalan, M. Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *Journal of Hydrology*, 219: 20 – 33. 1999.

APÊNDICES

A - Descrição dos programas computacionais utilizados no método automático de Rutledge e Daniel (1994):

Os programas foram escritos em Fortran-77, sendo desenvolvidos primeiramente para análise de dados médios diários de vazão armazenados pela U. S. Geological Survey (USGS). Os programas computacionais foram desenvolvidos como parte do Sistema de Análise do Aquífero Regional USGS (RASA) das áreas que incluem o Vale e a Cordilheira do Apalachi, Piemont e as províncias fisiográficas da Cordilheira Azul (Rutledge, 1998).

A.1 - Programa RECESS

O programa RECESS é utilizado para determinar o índice de recessão e para definir a curva padrão de recessão (MRC) da análise dos dados de vazão. É utilizado para a análise da recessão da vazão durante o tempo em que não está ocorrendo a recarga da água subterrânea, quando todo o fluxo provem da descarga da água subterrânea e quando o perfil do nível de distribuição da água subterrânea se encontra próximo do estável. O programa utiliza um processo de interação repetitiva de muitos períodos selecionados de recessão contínua determinando uma regressão melhor ajustada para a taxa de recessão como uma função do logaritmo do fluxo, utilizando os coeficientes da equação para obter a MCR. O programa também pode ser utilizado nas possibilidades de não-linearidade na relação entre o tempo e o logaritmo do fluxo (Rutledge, 1998).

A recessão será linear no gráfico do logaritmo do fluxo em função do tempo, sendo que a taxa de recessão pode ser expressa como o índice de recessão, em dias por ciclo de log. As avaliações das propriedades dos aquíferos e a sustentabilidade da descarga da água subterrânea são algumas das aplicações dos estudos hidrológicos que podem ser obtidos quando se descreve a recessão da vazão (Rutledge, 1998).

Etapas para a determinação da curva padrão de recessão (MRC) pelo programa RECESS (Rutledge, 1998):

1. O programa localiza períodos de recessão da vazão e permite ao usuário selecionar segmentos quase lineares (Figura A.1A).
2. Para cada segmento, o programa determina a melhor equação linear no tempo em função do log da vazão e obtém dessa equação um coeficiente que é o índice de recessão (K) do segmento (dados dos pontos da Figura A.1B). Posteriormente, o programa determina a melhor equação linear para os coeficientes do índice de recessão (K) em função do log da vazão, que é a linha na Figura A.1B.
3. Os coeficientes dessa equação são utilizados para a obtenção da MRC (Figura A.1C), que é uma expressão de segunda ordem polinomial para o tempo em função do log da vazão.

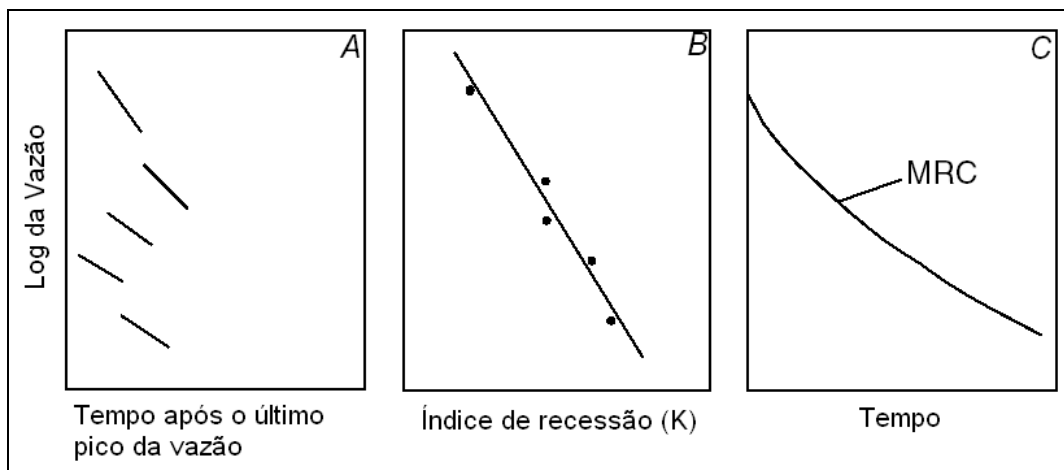


Figura A.1 - Esquema de representação do método utilizado para determinar a curva padrão de recessão: (A) seleção dos segmentos de recessão, (B) índice de recessão (K) (tempo por log de ciclo da recessão da vazão) e melhor linha ajustada, e (C) a curva padrão de recessão, obtida dos coeficientes da função em B. Fonte: Rutledge (1998).

O programa utiliza os coeficientes da equação para a obtenção do índice de recessão para derivar a seguinte expressão polinomial do tempo em função do log da vazão:

$$T = A(\text{Log}Q^2) + B(\text{Log}Q) + C \quad (\text{A.1})$$

Onde T é o tempo (T), e A , B e C são os coeficientes. Esta equação corresponde ao MRC (Figura 1C), que é resultado da integração da melhor equação linear para K em função do log da vazão. Ela é única porque no tempo igual a zero, o log da vazão é o valor máximo do log da vazão de todo o segmento selecionado da recessão.

Para determinar o índice de recessão o programa RECESS requer alguns dados de entrada, o programa pergunta primeiramente o nome da estação fluviométrica, depois o início e o fim dos anos a serem analisados, quantos meses do ano se desejam analisar (igual a 12 meses) e qual a estação que interessa ser analisada (todas). Depois o programa pede para introduzir a quantidade de dias de recessão requerida (20 dias), com o primeiro e o último dia do segmento de recessão (1 e 25 dias, respectivamente). Assim, depois desses dados de entrada o programa analisa as recessões selecionadas e apresenta o índice de recessão do período analisado.

A Tabela A.1 apresenta os arquivos de saída do programa RECESS com as suas respectivas descrições.

Tabela A.1 - Arquivos de saída do Programa RECESS e suas respectivas descrições.

Saídas	Descrição
OUTREC.SUM	Cada vez que o programa RECESS é executado uma nova linha é escrita no final do arquivo OUTREC.SUM. Essa nova linha contém o resultado da sessão: nome do arquivo de origem, designação da estação do ano analisada, período de análise (anos), número de segmentos de recessão analisados, o valor mínimo e o máximo do log da vazão de todos os segmentos analisados, e os três coeficientes da MRC. O Programa

	RORA lerá o arquivo OUTREC. SUM para obter o valor médio do índice de recessão para os dados da recessão.
Arquivo - X	Apresenta informações sobre cada segmento de recessão que foi inicialmente selecionado, com dados de cada pico com o início e o fim do segmento de recessão. Também inclui, para cada segmento de recessão, uma lista com cada par de log vazão e de K e uma representação gráfica do K. A listagem dos valores é apresentada duas vezes: a primeira antes de qualquer eliminação de segmentos e a outras após essa eliminação que pode ou não ser feita. Esse arquivo também apresenta a melhor equação linear ajustada para o índice de recessão (K) em função do log da vazão e o resultado de segunda ordem polinomial da MRC (um gráfico simples de ambas as equações também é apresentado).
Arquivo - Y	Fornecer informações detalhadas sobre o tempo e o fluxo para cada dia de cada segmento de recessão analisado. O arquivo Y pode ser utilizado para criar diversos gráficos de cada segmento de recessão, por exemplo, como o gráfico do fluxo em função do tempo desde o último pico, ou do tempo quando esse é ajustado para todos os segmentos de recessão são desenhados na mesma curva padrão de recessão (MRC). As variáveis para cada dia e para cada segmento de recessão são ajustadas em função do tempo, do fluxo, do logaritmo do fluxo e do tempo desde o último pico. O arquivo Y é utilizado para ilustrar uma MRC de cada segmento de recessão que é selecionado no programa RECESS.

A.2 - Programa RORA

Programa RORA executa o método do deslocamento da curva de recessão para estimar a recarga da água subterrânea para cada pico da vazão utilizando um conjunto de procedimentos que incluem a identificação dos períodos de recessão do fluxo da água subterrânea, a identificação dos picos e a extrapolação dos dados dos períodos após o tempo crítico da recessão (Rutledge, 1998).

- O algoritmo

Primeiramente o programa RORA localiza os dias de máximos de vazão que formam os requisitos da recessão. Assim identifica os períodos de recessão do fluxo da água subterrânea, que pode consistir de um ou mais dias para cada forma requerida. O programa define o pico com a maior vazão entre dois períodos consecutivos de recessão do fluxo da água subterrânea e considera o pico como um evento de recarga.

A extrapolação no tempo é crucial nessa metodologia para os períodos de recessão do fluxo da água subterrânea nos pontos fora desse período de recessão. A equação utilizada antes do tempo crítico é apresentada a seguir (Rutledge, 1998):

$$dQ = \frac{c}{\sqrt{dT}} \quad (\text{A.2})$$

Onde dQ é a diferença entre a descarga da água subterrânea e a descarga da água subterrânea que vai ocorrer no mesmo período na ausência de um evento de recarga (L^3/T),

C é uma constante, de valor que depende da magnitude do evento de recarga ($L^3/T^{0.5}$), e dT é o tempo desde o evento de recarga (T) (Rutledge, 1998).

A equação A.3 apresenta uma versão simplificada da equação A.2, sendo utilizada para extrapolar o fluxo marginal do tempo crítico pela resolução de C para cada dia do período de recessão que ocorre antes do tempo crítico, obtendo uma média, e substituindo este C e utilizando de novo o tempo crítico na equação. Após o tempo crítico, é utilizada a seguinte extrapolação linear (Rutledge, 1998):

$$Q = Q_0 \times 10^{\left(-\frac{dT}{K}\right)} \quad (A.3)$$

Onde Q é a descarga da água subterrânea extrapolada para o tempo após o tempo crítico (L^3/T), Q_0 é a descarga da água subterrânea extrapolada para o tempo crítico após o pico, como derivação e superposição da equação A.2 (L^3/T), e dT é o período de tempo do tempo crítico para o dia de interesse (T) (Rutledge, 1998).

A Figura A.2 apresenta o processo do cálculo da recarga total (Rutledge, 1998).

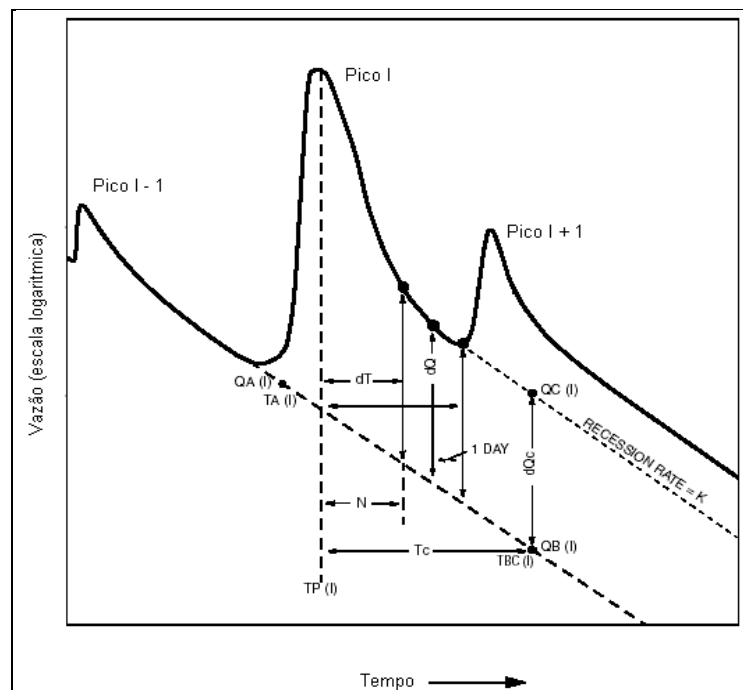


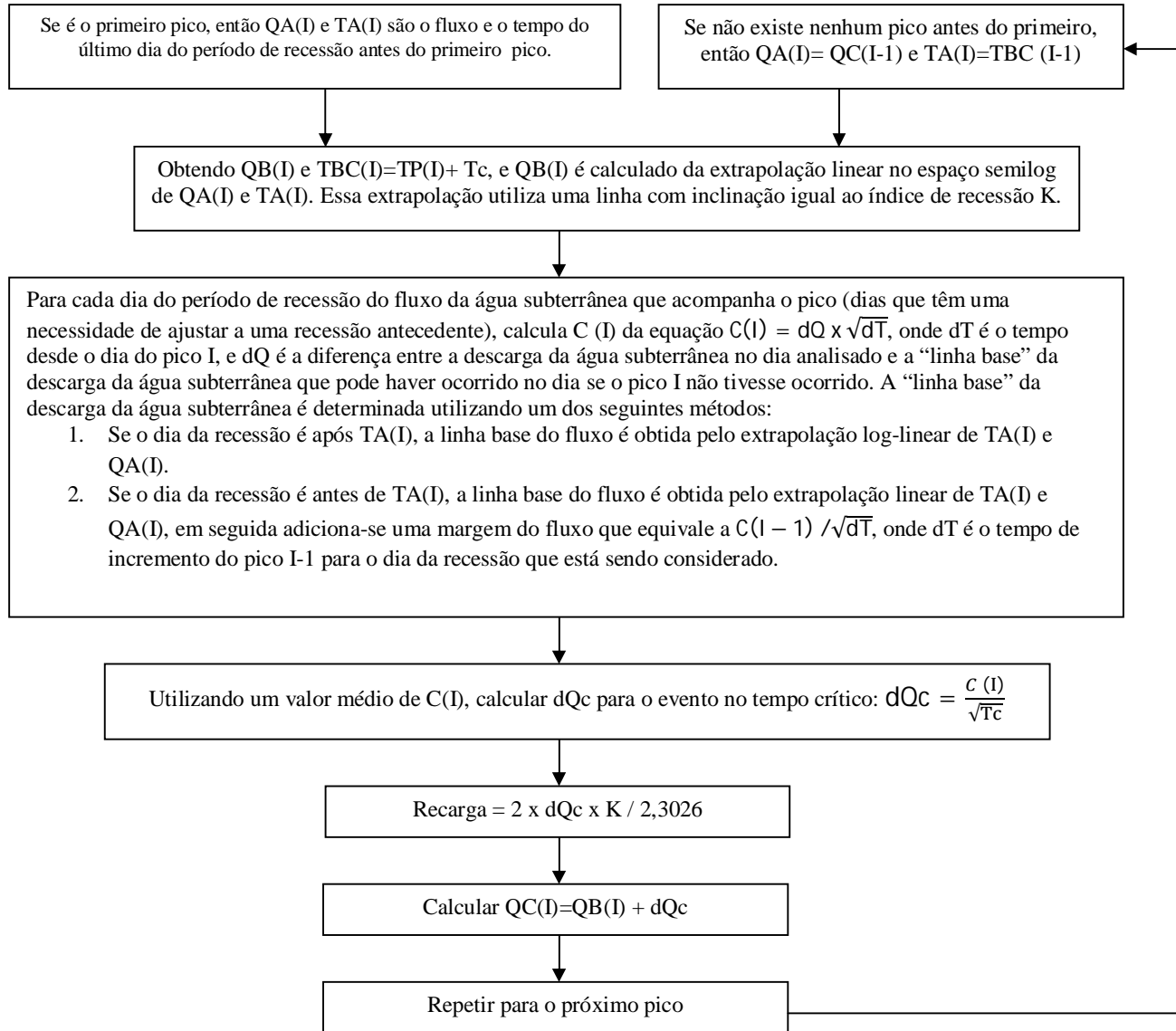
Figura A.2 - Esquema de representação gráfica do método do deslocamento da curva de recessão para cada pico em que o método automático é executado. Fonte: Rutledge (1998).

O programa utiliza o resultado da equação A.3 para determinar a condição padrão da recessão antecedente, ou seja, o valor mínimo de tempo após cada pico em que a posição da curva de recessão da água subterrânea é calculada.

Para determinar a recarga o programa RORA também requer alguns dados de entrada, o programa também pergunta primeiramente o nome da estação fluviométrica, depois o início e o fim dos anos a serem analisados. Depois o programa apresenta duas opções para a entrada do índice de recessão: uma pelos dados de saída do programa RECESS ou outra

pela introdução manual do valor. Ao final, o programa calcula a recarga da água subterrânea.

A Figura A.3 apresenta o diagrama dos processos executados para cada pico durante a realização do método automático de Rutledge e Daniel (1994).



- N É o número de dias após o pico (da equação 1).
- K Índice de recessão (dias por ciclo de log da recessão após o tempo crítico).
- Tc Tempo crítico.
- I Pico analisado: os cálculos acima são relativos ao pico analisado.
- TP(I) Tempo de ocorrência do pico I.
- C(I) Um valor (para o pico) que é calculado com a equação entre a diferença do fluxo durante o período de recessão do fluxo da água subterrânea e o fluxo da água subterrânea que pode ter ocorrido na ausência de um pico, acima do tempo crítico depois do pico.
- C(I) Valor médio de C(I) para todos os dias no período de recessão do fluxo da água subterrânea após o pico I.
- QA(I), TA(I) O fluxo no tempo após o tempo crítico do último pico (I-1) que pode ter ocorrido na ausência de todos os picos, a exceção é quando I=1, assim QA(I) e TA(I) são o fluxo e o tempo do último do período de recessão antes do primeiro pico.

QB(I), TBC(I)	O fluxo e o tempo após o pico presente (I) que pode ter ocorrido na ausência do presente pico e de todos os subseqüentes picos.
QC(I), TBC(I)	O fluxo e o tempo após o pico presente (I) que pode ter ocorrido na ausência de todos os picos subseqüentes ao presente pico.
dT	Tempo de incremento entre o pico e o tempo e o dia durante o período de recessão do fluxo da água subterrânea após o pico.
dQ	Diferença entre o fluxo medido durante período de recessão do fluxo da água subterrânea após o pico I e o fluxo que poderia ter ocorrido na ausência do pico I.
dQc	Diferença entre a descarga hipotética da água subterrânea após o tempo crítico do pico I como extrapolação do período de recessão do fluxo da água subterrânea após o pico e a descarga hipotética da água subterrânea após o tempo crítico do pico I como extrapolação do período de recessão do fluxo da água subterrânea que precede o pico.
.	No hidrograma, o fluxo no dia durante o período de recessão do fluxo da água subterrânea após o pico I.

Figura A.3 - Diagrama que apresenta os processos executados para cada pico utilizando o método automático. Fonte: Rutledge (1998)

A Tabela A.2 apresenta os arquivos de saída do Programa RORA e suas respectivas descrições.

Tabela A.2 - Arquivos de saída do Programa RORA e suas respectivas descrições.

Saídas	Descrição
OUTRORA.SUM	Apresenta os resultados da bacia analisada como o nome da pasta dos valores diários analisados, o número da estação fluviométrica, a área de drenagem da bacia, condição de recessão antecedente, número de picos detectados, o índice de recessão e a taxa de recarga média.
OUTRORA.QRT	Apresenta a recarga de cada trimestre do ano, ou seja, a cada quarto do ano, com a recarga total anual do período analisado.
OUTRORA.MON	Apresenta a recarga mensal, também com a recarga anual do período analisado.
OUTRORA.PEK	Apresenta detalhes sobre o cálculo da recarga para cada pico, sendo que uma linha é escrita para cada pico, apresentando as variáveis definidas na Figura 3.8. O tempo é definido em dias, a vazão em pés cúbicos por segundo e a recarga é apresentada em inches.

O programa RORA e o programa RECESS devem ser executados somente para analisar períodos contínuos de dados. O programa RORA obtém o índice de recessão, pela pasta OUTREC.SUM do programa RECESS ou diretamente pelo fornecimento pelo usuário, para o cálculo do tempo crítico, que representa o tempo máximo após cada pico quando a posição da curva de recessão da água subterrânea é calculada.

B – Tabelas das recargas obtidas pelos métodos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994) para a bacia do Rio das Fêmeas, no período de 1977/1978 a 2006/2007.

Tabela B.1 - Recargas obtidos pelos métodos de Arnold e Allen (1999) para os anos hidrológicos de 1977/1978 a 2006/2007.

Ano Hidrológico	Recargas	
	Método gráfico	Método automático
	Total anual (mm/ano)	Total anual (mm/ano)
77/78	48,69	47,57
78/79	72,56	77,73
79/80	100,17	103,19
80/81	55,03	61,90
81/82	61,07	67,83
82/83	33,12	43,60
83/84	8,52	8,38
84/85	33,72	21,36
85/86	33,81	24,29
86/87	41,95	36,26
87/88	24,80	28,71
88/89	85,39	72,49
89/90	134,41	125,00
90/91	69,30	71,98
91/92	144,68	134,41
92/93	102,02	67,72
93/94	46,06	35,61
94/95	33,27	20,91
95/96	5,17	5,25
96/97	65,91	67,56
97/98	24,44	19,78
98/99	32,62	27,33
99/00	30,81	27,23
00/01	32,98	27,55
01/02	30,04	26,88
02/03	38,55	40,58
03/04	17,70	12,20
04/05	33,68	34,07
05/06	78,27	70,03
06/07	29,74	26,26
Médias	51,60	47,79
Máximo	144,68	134,41
Mínimo	5,17	5,25
Desvio padrão	34,25	32,67

Tabela B.2 - Recargas médias anuais obtidas pelas duas metodologias do método automático de Rutledge e Daniel (1994) para os anos de 1977/1978 a 2006/2007.

Ano Hidrológico	Recargas	
	Método gráfico	Método automático
	Total anual (mm/ano)	Total anual (mm/ano)
77/78	220,57	281,94
78/79	243,56	302,26
79/80	147,29	214,88
80/81	201,17	277,62
81/82	165,25	241,55
82/83	85,79	198,37
83/84	102,02	251,46
84/85	104,47	256,29
85/86	115,53	270,37*
86/87	155,19	255,23*
87/88	171,71	204,98
88/89	114,81	293,88
89/90	122,57	303,53
90/91	132,20	269,49
91/92	90,81	289,31
92/93	107,05	278,89
93/94	186,80	262,38
94/95	154,47	265,68
95/96	132,92	246,89
96/97	196,86	277,88
97/98	128,61	230,63
98/99	138,67	241,55
99/00	195,42	281,94
00/01	146,57	246,89
01/02	121,42	231,90
02/03	125,01	217,68
03/04	149,44	265,68
04/05	160,94	256,79
05/06	140,39	241,55
06/07	79,03	238,50*
Médias	144,55	256,53
Máximo	243,56	303,53
Mínimo	79,03	198,53
Desvio padrão	40,15	27,41

Os valores com * representam os valores obtidos pela regressão linear simples entre a vazão e a recarga.

Tabela B.3 - Valores da precipitação total anual, vazão média anual e das recargas obtidas pelos métodos gráficos e automáticos de Arnold e Allen (1999) e de Rutledge e Daniel (1994).

	Ano hidrol.	Precip. Total Anual (mm/ano)	Vazão Média Anual (m ³ /s)	Arnold e Allen (1999)		Rutledge e Daniel (1994)	
				Mét. Gráfico (mm/ano)	Mét. Automático (mm/ano)	Mét. Gráfico (mm/ano)	Mét. Automático (mm/ano)
1	77/78	1585,40	47,68	48,69	47,57	220,57	281,94
2	78/79	1096,40	55,95	72,56	77,73	243,56	302,26
3	79/80	1263,20	61,47	100,17	103,19	147,29	214,88
4	80/81	1103,60	58,46	55,03	61,90	201,17	277,62
5	81/82	1147,80	56,88	61,07	67,83	165,25	241,55
6	82/83	993,00	53,13	33,12	43,60	85,79	198,37
7	83/84	991,00	48,66	8,52	8,38	102,02	251,46
8	84/85	1193,75	49,53	33,72	21,36	104,47	256,29
9	85/86	1274,60	51,56	33,81	24,29	115,53	270,37*
10	86/87	1057,20	47,18	41,95	36,26	155,19	255,23*
11	87/88	1277,65	49,55	24,80	28,71	171,71	204,98
12	88/89	1020,10	50,04	85,39	72,49	114,81	293,88
13	89/90	1378,85	58,16	134,41	125,00	122,57	303,53
14	90/91	1044,65	54,87	69,30	71,98	132,20	269,49
15	91/92	1264,10	60,41	144,68	134,41	90,81	289,31
16	92/93	1103,90	57,60	102,02	67,72	107,05	278,89
17	93/94	1378,05	53,49	46,06	35,61	186,80	262,38
18	94/95	1087,75	50,37	33,27	20,91	154,47	265,68
19	95/96	962,30	45,78	5,17	5,25	132,92	246,89
20	96/97	1564,05	49,98	65,91	67,56	196,86	277,88
21	97/98	721,50	43,87	24,44	19,78	128,61	230,63
22	98/99	880,15	42,69	32,62	27,33	138,67	241,55
23	99/00	1329,85	51,63	30,81	27,23	195,42	281,94
24	00/01	952,22	45,21	32,98	27,55	146,57	246,89
25	01/02	1003,40	41,59	30,04	26,88	121,42	231,90
26	02/03	1074,23	41,06	38,55	40,58	125,01	217,68
27	03/04	1399,50	45,87	17,70	12,20	149,44	265,68
28	04/05	662,83	46,21	33,68	34,07	160,94	256,79
29	05/06	1042,15	47,05	78,27	70,03	140,39	241,55
30	06/07	801,68	42,33	29,74	26,26	79,03	238,50*
Média		1121,83	50,28	51,60	47,79	144,55	256,53
Desvio Padrão		221,41	5,77	34,25	32,67	40,15	27,41
Recarga/Precipitação (%)				4,26	4,60	12,89	22,87

Os valores com * representam os valores obtidos pela regressão linear simples entre a vazão e a recarga.