

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE TECNOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

**Felipe Bernardi**

**TÉCNICAS DE SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO EM PEQUENA  
BACIA RURAL**

Santa Maria, RS  
2018

**Felipe Bernardi**

**TÉCNICAS DE SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO EM PEQUENA BACIA RURAL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção de título de **mestre em Engenharia Ambiental**.

Orientador: Prof. Dr. Daniel Gustavo Allasia

Santa Maria, RS  
2018

Bernardi, Felipe  
TÉCNICAS DE SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO EM PEQUENA BACIA  
RURAL / Felipe Bernardi.- 2018.  
81 p.; 30 cm

Orientador: Daniel Gustavo Allasia  
Coorientador: Jean Paolo Gomes Minella  
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa  
Maria, Centro de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em  
Engenharia Ambiental, RS, 2018

1. Traçadores 2. Filtros Digitais Recursivos 3. SiD 4.  
Escoamento Superficial I. Allasia, Daniel Gustavo II.  
Minella, Jean Paolo Gomes III. Título.

**Felipe Bernardi**

**TÉCNICAS DE SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO EM PEQUENA BACIA RURAL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção de título de **mestre em Engenharia Ambiental**.

**Aprovado em 23 de maio de 2018**

---

**Dr. Daniel Gustavo Allasia, Dr. (UFSM)**  
Presidente/orientador

---

Jean Paolo Gomes Minella (Dr. UFSM)  
Coorientador

---

Claudia Alessandra Peixoto de Barros (Dr<sup>a</sup>, UFRGS)

---

Gean Paulo Michel (Dr. IPH/UFRGS)

Santa Maria, RS  
2018

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho é de imensurável significância pois representa, para mim, os ensinamentos, carinho e atenção das pessoas que fizeram parte da minha trajetória de vida.

Agradeço, primeiramente, à Universidade Federal de Santa Maria e ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental pelo acolhimento e estrutura e à CAPES pela bolsa de estudos.

Agradeço aos professores dos grupos de pesquisa Ecotecnologias e GIPEHS, em especial ao professor Daniel Gustavo Allasia, pela orientação, ao professor Jean Paolo Gomes Minella e à professora Rutinéia Tassi. Agradecimento especial também à professora Cláudia Alessandra Peixoto de Barros que teve uma contribuição elementar no desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço aos membros da banca de qualificação e defesa, Denise Ester Ceconi e Gean Paulo Michel pelas colaborações.

Agradeço aos amigos dos grupos de pesquisa Ecotecnologias e GIPEHS que tive a honra de compartilhar momentos memoráveis Raviel, Alexandre, Jean, Vitor, Robson, Fábio, Thiago, Ana Lúcia, Rafael, Bruna, Jessica, Gabio, Jota, Diniz, Cristiano, Elzon, Pedro, Renata, João Pedro, Luanna, Danrlei, Elizeu, Fran e outros que esqueci de mencionar.

E por fim, um agradecimento muito especial a minha grande família, meus pais, Elisanio e Rejane, meus irmãos, Gustavo e Priscilla, meus avós, Atalabio (*in memorian*) e Arlinda e a minha companheira e amiga Fairuz, que sempre me apoiaram e confortaram nos momentos difíceis.

## RESUMO

### TÉCNICAS DE SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO EM PEQUENA BACIA RURAL

AUTOR: Felipe Bernardi  
ORIENTADOR: Daniel Gustavo Allasia

A vazão observada em um hidrograma é composta pelo escoamento superficial, subsuperficial e o escoamento de base em função da sua trajetória e tempo de detenção. A separação desses componentes é uma necessidade para compreender processos hidrológicos em bacias hidrográficas por meio do uso da modelagem hidrológica e de sedimentos. Alguns métodos vêm sendo desenvolvidos com o objetivo de automatizar e simplificar o processo de separação do escoamento. No entanto, esses métodos são subjetivos por não expressar o real comportamento da água no solo. Dentre os separadores de escoamento ganham destaque aqueles baseado em balanço de massa e os empíricos. Os métodos de balanço de massa assumem o pressuposto de que os diferentes tipos de escoamentos normalmente possuem diferentes características químicas e, analisando a composição no escoamento de alguns elementos conservativos (traçadores), pode ser determinada a sua origem. Dentre as opções de traçadores, o silício dissolvido (SiD) é utilizado para discretização de componentes hidrológicos pois é avaliado como pouco reativos no escoamento superficial. Já os métodos empíricos são normalmente desenvolvidos com base na calibração de um modelo hipotético com medidas de campo ou simplesmente baseado na experiência. Dentre os métodos empíricos ganham destaque os Filtros Digitais Recursivos (FDRs) que têm a finalidade de separar o escoamento associando a variação de alta-frequência do hidrograma ao escoamento superficial e a de baixa ao escoamento de base. Os parâmetros desse filtro podem ser calibrados com base em dados de vazão observada e de traçadores. Nesse trabalho foram avaliados diferentes métodos para separação do escoamento baseados em FDRs de Lyne e Hollick 1979, Chapman e Maxwell (1996) e Eckhardt (2005), utilizando dados observados de silício dissolvido (SiD) para uma pequena bacia no sul do Brasil. Os resultados mostraram um bom ajuste do filtro de Eckhardt à separação determinada com o traçador SiD e ainda permitiram sugerir alternativas para a determinação dos parâmetros em bacias sem dados.

**Palavras-chave:** Traçadores, Filtros Digitais Recursivos, SiD, Escoamento superficial.

## ABSTRACT

### FLOW SEPARATION TECHNIQUES IN SMALL RURAL CATCHMENT

AUTHOR: FELIPE BERNARDI  
ADVISOR: DANIEL GUSTAVO ALLASIA

The observed flow in a hydrograph is composed by the surface flow, subsurface flow and groundwater flow due to their trajectory and time of detention. The separation of these components is a necessity to understand hydrological processes in watersheds through the use of hydrological and sediment modeling. Some methods have been developed with the aim of automating and simplifying the flow separation process. However, these methods are subjective because they do not represent the actual behavior of water in the soil. Among the flow separators, the separators based on mass balance and the empirical separators stand out. The mass balance methods assume that the different types of flows usually have different chemical characteristics and, by analyzing the composition in the flow of some conservative elements (tracers), their origin can be determined. Among the tracer options, dissolved Silica (DSi) is used for discretization of hydrological components because it is little reactive in the surface runoff. Empirical methods are usually developed based on the hypothetical model calibration with field measurements or simply based on experience. Among the empirical methods, Recursive Digital Filters (RDFs) are used to separate the flow by associating the high-frequency variation of the hydrograph to the surface flow and the low-frequency to the base flow. The parameters of this filter can be calibrated based on observed flow data and tracers. In this work, different methods for flow separation based on FDRs by Lyne and Hollick 1979, Chapman and Maxwell (1996) and Eckhardt (2005) were evaluated, using observed data of dissolved silicon (SiD) for a small basin in southern Brazil. The results showed a good adjustment of the Eckhardt filter to the separation determined with the SiD tracer and also allowed to suggest alternatives for the determination of the parameters in basins without data.

**Keywords:** Tracers, Digital Recursive Filters, DSi, Subsuperficial Flow.

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS .....	4
RESUMO.....	5
ABSTRACT .....	6
SUMÁRIO.....	7
1. APRESENTAÇÃO.....	8
1.1 OBJETIVOS .....	13
1.1.1 Objetivo geral .....	13
1.1.2 Objetivos específicos.....	13
1.2 ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO .....	14
2. ARTIGO 1: USO DE DIFERENTES FILTROS DIGITAIS RECURSIVOS PARA SEPARAÇÃO DE ESCOAMENTO EM PEQUENA BACIA Rural.....	15
3 ARTIGO 2: ECKHARDT FILTER PARAMETERS FOR FLOW SEPARATION IN SMALL CATCHMENTS USING DISSOLVED SILICA.....	31
4. DISCUSSÃO .....	50
5. CONCLUSÃO.....	52
6. RECOMENDAÇÕES .....	53
APÊNDICE A.....	54
APÊNDICE B.....	56
REFERÊNCIAS.....	78



## 1. APRESENTAÇÃO

O comportamento dinâmico das zonas não saturadas e saturadas no solo está intrinsecamente correlacionado aos canais de drenagem. A zona saturada tem maior relação com a recarga do aquífero, sendo pouco influenciada pela precipitação e demonstrando a um comportamento sazonal. Enquanto que a não saturada é mais ativa e mobilizada lateralmente até a conexão com o rio (SCHÖNIGER, 1991; WITTENBERG, 1999). Esses comportamentos, entretanto, representam um fenômeno complexo e caótico, ainda não contemplado na íntegra por nenhuma técnica de amostragem (BEVEN e GERMANN, 2013, FIORI e RUSSO, 2008; BROOKS et al., 2010; ZHAO et al., 2013).

A complexidade de amostrar e representar matematicamente o processo de escoamento de água no solo impõem, por conveniência, o uso de conceitos alternativos para quantificar o movimento de água no solo e sua influência no canal (SKLASH, FARVOLDEN, FRITZ, 1996). Uma das definições mais utilizadas é a determinação da vazão observada em um hidrograma como uma composição dos escoamentos superficial, subsuperficial ou interfluxo e escoamento de base (HINO e HASEBE, 1986; NATHAN e MCMAHON, 1990; FUREY e GUPTA, 2001) relacionando o processo de formação do escoamento com o tempo de detenção e trajetória de cada componente. A separação desses componentes é uma necessidade para compreender processos em bacias hidrográficas.

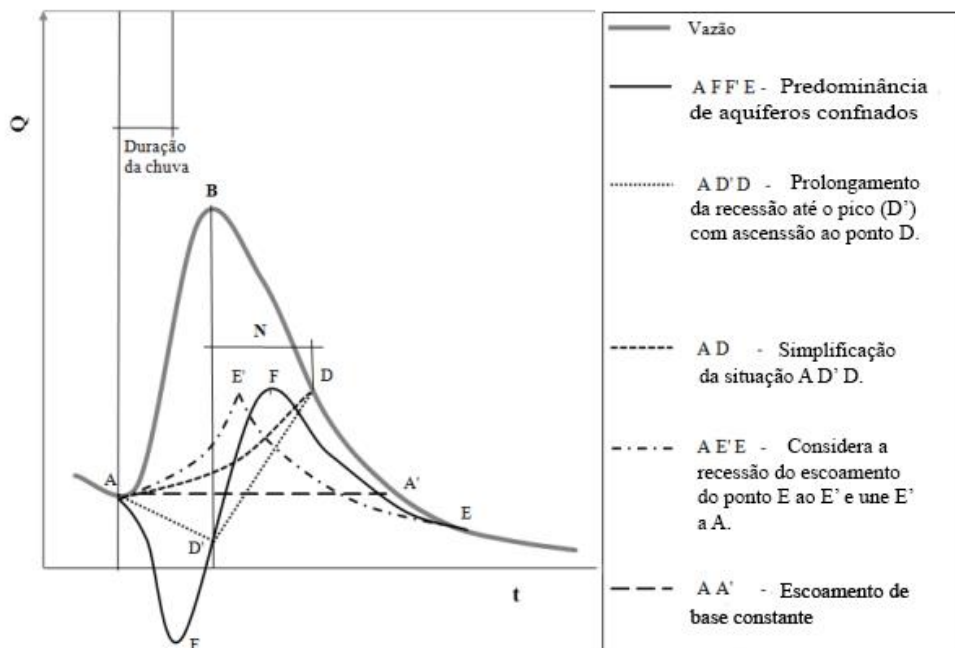
Assim, a separação do hidrograma ganha notoriedade e aplicabilidade e normalmente baseia-se em métodos robustos mas que garantem confiabilidade frente a diversas situações (NATHAN e MCMAHON, 1990; NEJADHASHEMI, SHIRMOHAMMADI, MONTAS, 2003). Entretanto, os métodos não têm o propósito de esboçar o comportamento físico da água no solo ao longo do tempo frente a uma infinidade de condições envolvidas no processo, como umidade antecedente e porosidade (ARNOLD et al., 1995).

Esses métodos podem ser classificados em três categorias: analíticos, de balanço de massa e empíricos (ZHANG et al, 2013; STEWART et al., 2007). Os métodos de Su (1995), baseado na análise do hidrograma unitário e no modelo de Nash (1957), Szilagyi e Parlange (1998), baseado em solução analítica de equação de Boussinesq e Furey e Gupta (2001), modelo de base física, são exemplos de separadores analíticos. Já os métodos de balanço de massa separam o escoamento

fundamentados na concentração de componentes químicos característicos de cada processo contribuinte do sistema (FRITZ et al., 1976, CEY et al. 1998; PINDER e JONES, 1969; STEWART et al, 2007; MATSUBAYASHI, VELASQUEZ, TAKAGI, 1993, ZHANG et al., 2013). Finalmente, os métodos empíricos, que são conceituais, são provavelmente os mais utilizados onde se destacam os métodos gráficos e de aplicação de filtros passa-baixa (STEWART et al, 2007; SLOTO e CROUSE, 1996; COLLISCHONN e FAN, 2013; NEFF et al.; 2005; NEJADHASHEMI et al., 2003; ZHANG et al, 2013; STEWART et al., 2007; STEWART, 2015).

Os métodos gráficos assumem a possibilidade de estimar o escoamento de base unindo os pontos em que o escoamento se torna exclusivamente subterrâneo nos hidrogramas. Esses métodos representam o formato mais tradicional de separação de escoamento, sendo que propõem a identificação de pontos característicos no hidrograma e a realização da separação da vazão observada graficamente pelo formato escolhido em função das características da bacia (Figura 1).

Figura 1 - Separação do escoamento do hidrograma pelo método gráfico.

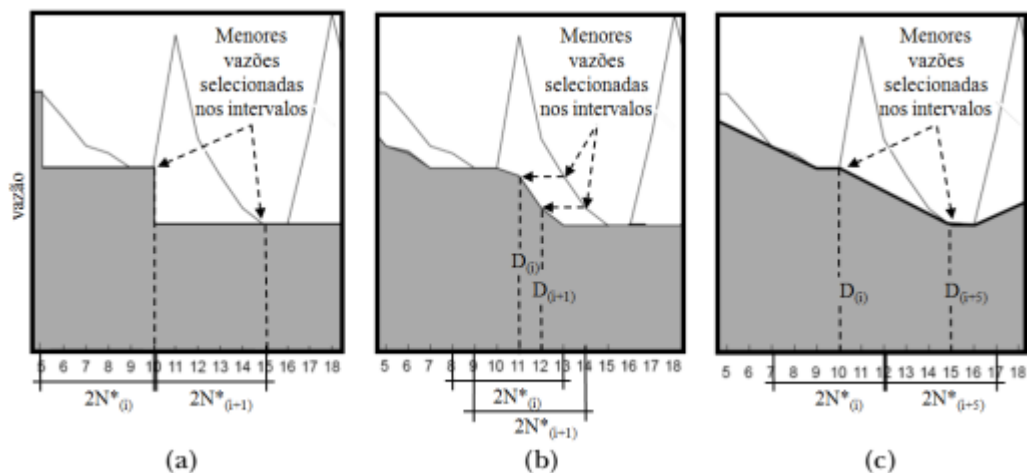


Fonte: Adaptado de Custodio e Llamas (1976).

Esses métodos são bem difundidos e possuem recomendações para relacionar às características de bacias hidrográficas com configuração gráfica a qual representa

(LINSLEY et al., 1958; NASH, 1960; USDA-ARS, 1973; CUSTODIO e LLAMAS, 1976; NAZEER, 1989). Embasado nesses conceitos, alguns métodos veem sendo desenvolvidos com o objetivo de automatizar e simplificar o processo de separação do escoamento. Sloto and Crouse (1996) desenvolveram o programa HYSEP (Figura 2) que, entre outras ferramentas implementa os 3 métodos gráficos de separação do escoamento mencionados em Pettyjohn e Henning (1979). No método do intervalo fixo o hidrograma é dividido em intervalos no qual a vazão mínima observada é considerada como o escoamento de base ao longo de todo o intervalo (Figura 2a). O método do intervalo deslizante difere do método do intervalo fixo, na medida em que o intervalo é continuamente movido sobre o hidrograma, e a vazão mínima do intervalo pode ser alocada no centro do intervalo (Figura 2b) ou unidas por retas (Figura 2c). pode-se destacar também os métodos dos mínimos locais, PART (RUTLEDGE, 1998) e UKIH (PIGGOTT et al., 2005), que consistem na conexão de mínimos locais do hidrograma com linhas retas e diferem entre si na identificação dos mínimos locais.

Figura 2 - Separação do escoamento pelo método HYSEP para a) intervalo fixo, b) intervalo móvel e c) mínimo local.



Fonte: adaptado de Sloto e Crouse (1996).

Os filtros digitais recursivos (FDR) (NATHAN e MCMAHON, 1990; CHAPMAN, 1991; ECKHARDT, 2005; COLLISCHONN e FAN, 2013) são filtros tipo passa-baixa, utilizados inicialmente para remover ruídos ou alta-frequência de ondas eletromagnéticas, associados na hidrologia ao fluxo superficial, que normalmente produz grandes impulsos de alta frequências no hidrograma (LYNE e HOLLICK, 1979; NATHAN e MCMAHON, 1990). Ao filtrar os sinais de alta frequência (escoamento

superficial) no hidrograma, os sinais de baixa frequência (escoamento de base) ficam evidentes (NATHAN e MCMAHON, 1990) e são assim separados em duas componentes.

Os FDRs, ao ser adaptados para hidrologia, relacionaram a origem de cada escoamento em função da sua oscilação provocada no hidrograma. Utilizam o período de recessão para parametrização, pois esse expressa o comportamento característico no período que cessa o escoamento superficial e a dinâmica da bacia é governada exclusivamente pelo escoamento da água no solo. Os FDRs são técnicas facilmente automatizáveis e apresentam bons resultados em comparação à separação pelos métodos de balanço de massa (ECKHARDT 2008; CHAPMAN e MAXWELL 1996; ARNOLD e ALLEN,1999). Entretanto, a filtragem é dependente de parâmetros específicos da bacia hidrográfica que são calibrados com dados medidos (COLLISCHONN e FAN, 2013) ou correlacionando com os métodos de balanço de massa determinados por traçadores (ZHANG et al, 2013, ARNOLD e ALLEN, 1999, CHAPMAN e MAXWELL, 1996; HINO e HASEBE, 1986; MORTATTI et al.1992).

Os traçadores associados aos FDRs tem sido uma contribuição científica para as demandas hidrológicas frente a complexidade de representação desse fenômeno. Traçadores são elementos que podem caracterizar uma fase específica do processo hidrológico. Por meio da concentração desses elementos e volume observado no hidrograma é possível quantificar a contribuição de cada componente. A dinâmica hidrológica dos traçadores é observada pela sua característica conservativa, que pode ser matéria ou energia carregada com a água a qual contém informações de direção, velocidade ou potencial contaminante (LADOUCHE et al., 2001).

Joslin et al., (1987) e Buttle (1994) afirmam que a água que se move rapidamente pela bacia tem um contato temporal muito pequeno com o solo e regolito o que proporciona poucas transformações químicas através de processos como adsorção, redução, dissolução e troca de cátions com o solo. Assim, a água oriunda de diferentes fontes assumem ter único e constante composição desses elementos (PINDER e JONES, 1969; SKLASH e FARVOLDEN, 1979; MCDONNELL et al., 1991; STEWART et al., 2007; STEWART, 2015). As características conservativas dos traçadores permitem, por balanço de massa, utilizando sua concentração, estimar o volume total de cada componente hidrológico (CEY et al., 1998; MATSUBAYASHI et al., 1993, ZHANG et al, 2013). Dentre as opções de elementos conservativos, destaca-se o SiD (HOOPER e SHOEMAKER,1986; LAUDON e SLAYMAKER, 1997;

UHLENBROOK et al. 2000; STEWART et al., 2007) devido ao conhecimento da sua concentração em cada fase do evento. Também ganham notoriedade a condutividade elétrica (ZHANG, 2013; STEWART et al. 2007) e o isótopo de oxigênio (ZHAO et al., 2013). Os traçadores são usados como referência para para verificar e validar modelos hidrológicos (LAUDON e SLAYMAKER, 1997; VITVAR et al., 2002; YANGUI, ZOUARI e ROZANSKI, 2012) e métodos de separação de escoamento, principalmente FDRs (CHAPMAN e MAXWELL 1996; ECKHARDT 2008; ZHANG et al., 2013).

O uso das metodologias acopladas é teoricamente uma vantagem para verificar o comportamento de pequenas bacias, áreas que caracterizam-se por ter uma resposta relativamente sensível do fluxo subterrâneo (LUXMOORE, et al. 1990; LISCHIED, KOLB e ALEWELL, 2002) e fenômenos envolvidos nesse processo, como o como o efeito pistão (MCDONNELL, 1990; LUXMOORE, et al. 1990; BONELL, 1998), que é rápida mobilização da água contida nos poros do solo devido ao incremento de pressão ocasionado pela infiltração, fenômenos dificilmente observados pela amostragem padrão, tem melhores respostas quando observada por traçadores (BEVEN e GERMANN, 2013).

Mesmo com essas vantagens, os traçadores como separadores de escoamento ainda não são métodos com todas as diretrizes estabelecidas. Para o caso do SiD, os erros podem estar inseridos pelos próprios procedimentos laboratoriais (ELLIS, 2009). Scanlon et al. (2001) indicou que a disponibilidade diferencial do Silício no subsolo pode controlar variações sazonais em bacias, principalmente na área de flutuação dos níveis de água no subsolo, como apontado por O'Brien et al., 1997, e em suma, o entendimento mais específico da dinâmica do traçador requer conhecer as composições minerais de silicato e a disponibilidade pelo intemperismo. O estudo de Zhang (2013) com a condutividade elétrica também relata que essa propriedade conservativa é considerada constante para os tipos de escoamento e essas suposições podem nem sempre ser verdadeiras devido a variações hidrológicas e geológicas no tempo e espaço.

Os estudos com o traçador SiD revelam ainda que escoamento subterrâneo mensurado no canal de drenagem pelo traçador é uma mistura dos escoamentos na zona insaturada e saturada (RICE e BRICKER, 1995; ANDERSON e DIETRICH, 2001). Asano et al., (2003) destaca também que o SiD não é dependente de longos tempos de contato entre o subsolo, indicando que a concentração de silício dissolvido

na água do solo a grandes profundidades e as águas subterrâneas transitórias são definidas independentemente do tempo longo de contato da água com minerais. A forte relação com as águas de pré-evento permite estabelecer uma relação confiável na quantificação dos diferentes componentes do escoamento da bacia mesmo com ocorrência de efeito pistão e escoamento preferencial (GAZIS e FENG, 2004; BROOKS et al., 2010) e os FDRs tem a aptidão de propagar a informação (ZHANG et al, 2013). Uma vantagem significativa dos métodos por ter um controle amostral simplificado e na perspectiva das dificuldades exercidas pelas observações, os métodos são vistos, atualmente, como soluções mais práticas e econômicas.

Assim, em função das características de escoamento subterrâneo de pequenas bacias, os traçadores são potencialmente aptos a fornecer informações frente à complexidade dos processos e os FDRs proporcionam, de maneira simples, a transmissão dessas informações. O presente trabalho tem assim o objetivo de determinar a separação do escoamento de uma pequena bacia rural através de FDRs com aporte para verificação em observações do traçador SiD, utilizando como estudo de caso uma pequena bacia hidrográfica rural.

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Objetivo geral

O presente trabalho tem como objetivo principal avaliar estratégias para separação do escoamento em pequena bacia hidrográfica rural.

### 1.1.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos são:

- Avaliar diferentes métodos de separação de escoamento referente aos modelos de FDR e determinar o melhor separador de escoamento para a bacia utilizando um traçador para a validação;
- Determinar diretrizes para separação do escoamento da bacia para o FDR de Eckhardt (2005) em bacias sem dados;

## 1.2 ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO

O presente trabalho é apresentado em forma de artigos. No Primeiro artigo são testados diferentes FDRs para separação do escoamento. Os filtros foram comparados com dados de SiD obtidos de Barros (2016). A partir dos resultados obtidos por esse estudo, o filtro de Eckhardt (2005) é explorado no segundo artigo, abordando metodologias para parametrização e sugerindo alternativas para seu ajuste, especialmente em bacias sem dados. Ambos os artigos estão formatados de acordo com as normas da revista internacional de pesquisa científica em meio ambiente “*Science Of The Total Environment*”.

No apêndice A é apresentado o ajuste temporal dos dados. Pois esses possuem intervalos de tempos diferentes, sendo relatada a rotina computacional utilizada como passo prévio da análise para homogeneizar a discretização temporal em 10 minutos. Já no apêndice B, é demonstrado, em forma de artigo, a análise de consistência realizada sobre os dados de precipitação, que foi elaborada com base em dados regionais disponíveis e informações de produtos meteorológicos, que misturam informações de fontes como satélite, reanálise e dados de superfície.

## 2. ARTIGO 1: USO DE DIFERENTES FILTROS DIGITAIS RECURSIVOS PARA SEPARAÇÃO DE ESCOAMENTO EM PEQUENA BACIA RURAL

**Felipe Bernardi<sup>1</sup>, Claudia Alessandra Peixoto de Barros<sup>2</sup>, Daniel Gustavo Allasia<sup>3</sup>, Jean Paolo Gomes Minella<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental (DESA), Universidade Federal de Santa Maria. 5082, Santa Maria, RS, Brasil. felipekbernardi@gmail.com.

<sup>2</sup> Departamento de Solo, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 15100, Porto Alegre, RS, Brasil.

<sup>3</sup> Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental (DESA), Universidade Federal de Santa Maria. 5082, Santa Maria, RS, Brasil.

<sup>4</sup> Departamento de Solos, Universidade Federal de Santa Maria. 5082, Santa Maria, RS, Brasil.

### RESUMO

A identificação da origem do escoamento de uma pequena bacia hidrográfica é uma necessidade para compreender a dinâmica hidrológica. Filtros digitais recursivos (FDR) são rotinas aplicadas à série de vazão que removem as grandes amplitudes e separam o escoamento normalizado pela curva de recessão. A separação do escoamento por filtros digitais recursivos (FDRs) é realizada ao extrair as grandes amplitudes no hidrograma para evidenciar a vazão referente ao escoamento superficial. A separação de escoamento também pode ser realizada por meio de elementos conservativos, denominados traçadores, e seu balanço de massa no sistema. Dentre os elementos conservativos, o Silício dissolvido (SiD) é um elemento cujos comportamentos das suas concentrações podem ser relacionados a cada etapa dos eventos hidrológicos o que permite identificar os componentes de cada fase constituinte do hidrograma. Assim, no intuito de realizar a separação de escoamento de uma pequena bacia hidrográfica, esse trabalho, por meio de uso de três modelos de FDRs (Lyne e Hollick, 1979; Chapman e Maxwell, 1996 e Eckhardt, 2005) analisou a separação do hidrograma da pequena bacia do arroio Lajeado Ferreira usando como verificação a separação pelo traçador SiD. O filtro de Eckhardt computou com fidelidade a vazão subterrânea determinada pelo traçador de SiD, enquanto os outros modelos possuem tendência de subestimar o escoamento subterrâneo.

**Palavras-chave:** Escoamento superficial, Silício dissolvido, Balanço de massa.



## 1. INTRODUÇÃO

O escoamento de uma bacia é formado, conceitualmente, pela combinação de três componentes: superficial, subsuperficial e de base (Toth 1963, Hino e Hasebe, 1986; Nathan e McMahon, 1990; Furey e Gupta, 2001; Peters e Van Lanen, 2005;). Cada um apresenta contribuições diferenciadas ao escoamento. Processos superficiais são mais velozes e mais enérgicos, sendo fundamentais para análise de processos erosivos (Bryan, 2000; Wainwright et al. 2015; Hancock et al. 2015; Zi et al., 2016) e produtividade agrícola (Williams et al. 1984; Carpenter et al. 1998). Já o escoamento subterrâneo é mais lento e afetado pela composição do solo e rochas. O escoamento subterrâneo fornece informações para estudos tais como viabilidade de captação na ausência de precipitação (Ex, Poff et al. 1997; Haest et al., 2010; Medellín-Azuara et al. 2008) e modelagem hidrológica e de nutrientes (Li et al. 2014; Schilling and Zhang, 2004; Beaujouan et al., 2002, Neitsch, et al. 2011).

A separação do escoamento tem como principal propósito evidenciar o escoamento superficial dos demais, sendo comum a incorporação do subsuperficial ao de base. Essa união é denominada de escoamento subterrâneo. Por esse viés, um dos métodos mais utilizados para a separação do escoamento são os denominados Filtros Digitais Recursivos (FDR). Inicialmente FDR eram usados para remover ruídos em ondas eletromagnéticas, e foram adaptados na hidrologia considerando o ruído como o escoamento superficial (Lyne and Hollick, 1979; Mau; Winter, 1997; Lim et al., 2005). O filtro de Lyne and Hollick (1979) foi o primeiro modelo de FDR desenvolvido nesse sentido. É formado apenas por um parâmetro, relacionado a um grau de suavização do hidrograma (Equação 1).

$$Qb_{(t)} = Q_{(t)} - Qf_{(t)} = Q_{(t)} - \left( a \cdot Qf_{(t-1)} + \frac{1+a}{2} (Q_{(t)} - Q_{(t-1)}) \right) \quad (1)$$

Sendo  $Q(t)$  a vazão total observada,  $Qb(t)$  o escoamento subterrâneo,  $Qf(t)$  o escoamento superficial filtrado no tempo  $t$ ,  $Qf(t-1)$  o escoamento superficial filtrado no tempo  $t-1$ , e  $Q(t-1)$  a vazão observada no tempo  $t-1$ ,  $a$  é o parâmetro do filtro.

Nathan e McMahon (1990) sugerem valores entre 0.90 a 0.95 para o parâmetro  $a$  relacionados ao grau de atenuação do hidrograma para diferentes condições de bacias hidrográficas. O filtro pode ser aplicado em até três passadas sobre os dados, ou seja, em forma recursiva, resultando sempre em menor índice de escoamento subterrâneo a cada passada sobre os dados (Arnold, 1995).

Outro modelo de FDR é o filtro de Chapman e Maxwell (Chapman e Maxwell, 1996) que foi desenvolvido sobre as observações de Chapman (1991) e do filtro de Lyne e Hollick (1979), porém com ajustes na equação para melhorar as observações no período do evento de baixa ou nula precipitação. Além disso, foi atribuindo ao parâmetro de filtro um conceito hidrológico com o uso do parâmetro da curva de recessão ( $\alpha$ ). O filtro, apresentado na Equação 2, apresentou uma boa aderência aos dados observados de traçadores (Chapman e Maxwell, 1996) e é aplicado em uma única passada sobre os dados.

$$Qb_{(t)} = \frac{\alpha}{2 - \alpha} Qb_{(t-1)} + \frac{1 - \alpha}{2 - \alpha} Q_{(t)} \quad (2)$$

Sendo  $Qb_{(t-1)}$  o escoamento subterrâneo no tempo t-1, e  $\alpha$  o parâmetro da recessão.  $\alpha$  pode ser calculado pelo ajuste da curva da recessão à Equação 3.

$$Qr_{(t)} = Qr_0 \exp(-kt) = Qr_0 \cdot \alpha^t \quad (3)$$

Sendo  $Qr_{(t)}$  a vazão no período de recessão,  $Qr_0$  a vazão inicial da recessão (geralmente utilizada a vazão de pico),  $\alpha$  e  $k$  parâmetros da recessão.

Eckhardt (2005) demonstrou que os filtros de Chapman e Maxwell (1996) e Lyne e Hollick (1979) podem ser representados por uma equação de filtro mais genérica considerando uma relação linear entre o escoamento subterrâneo e seu armazenamento. O filtro de Eckhardt (2005) possui dois parâmetros,  $\alpha$  da curva da recessão (Equação 3) e  $BFI_{max}$ , que representa o máximo índice de escoamento subterrâneo que o modelo pode calcular. Genericamente o parâmetro  $\alpha$  influencia a declividade e o formato da separação e o  $BFI_{max}$  a amplitude do formato do escoamento subterrâneo. O filtro de Eckhardt também apresentou boa correlação com dados de traçadores (Zhang et al., 2013; Eckhardt 2008; Stewart, 2015) e é computado pela Equação 4:

$$Qb_{(t)} = \frac{(1 - BFI_{max}) \cdot \alpha \cdot Qb_{(t-1)} + (1 - \alpha) \cdot BFI_{max} \cdot Q_{(t)}}{1 - \alpha \cdot BFI_{max}} \quad (4)$$

Sendo  $BFI_{max}$  o máximo índice de escoamento subterrâneo.

Os FDR são ferramentas para separação de escoamento que garantem um bom ajuste com dados observados (Arnold e Allen, 1999; Miller et al. 2015; Gonzales et al., 2009; Chapman e Maxwell, 1996; Chapman 1999; Zhang et al., 2013; Stewart, 2015). Para estimativa do escoamento a partir de dados observados são utilizados os traçadores que partem do pressuposto de que o escoamento subterrâneo normalmente possui diferentes características químicas comparadas com escoamento superficial devido aos diferentes caminhos percorridos (Fritz et al., 1976, Cey et al. 1998; Furey and Gupta, 2001).

Como resultado, os diferentes componentes do escoamento podem ser separados computando as concentrações de elementos conservativos ou não reativos presentes na água (Pinder e Jones, 1969; Cey et al., 1998; Stewart et al., 2007; Matsubayashi et al., 1993, Zhang et al, 2013; Sklash e Farvolden, 1979; McDonnell et al., 1991; Stewart, 2015). Os elementos utilizados como traçadores podem ser químicos (Hooper & Shoemaker, 1986; Takeuchi et al., 1984; Robson & Neal, 1990; Neal et al., 1992; O'Brien and Hendershot, 1993; Mortatti, et al., 1992), isotópicos (Hooper & Shoemaker, 1986; Dincer et al., 1970; Mook et al., 1974; Fritz et al., 1976; Sklash & Farvolden, 1979; Hino, M., & Hasebe, M., 1986; Mortatti et al., 1985) e biológicos (Flynn et al. 2016, Chen et al., 2016).

O presente trabalho possui como objetivo verificar a eficiência na separação do escoamento de diferentes FDRs para a condição de pequena bacia, utilizando traçadores como informação de campo na verificação. Em pequenas bacias, pelo fato da rápida mobilização dos escoamentos subterrâneos, a aplicação de FDR é historicamente mais restritiva, com aplicação mais difundida do filtro de Eckhardt (2005) conforme relatado por Zhang et al., (2012), Stewart (2015) e Eckhardt(2008). Os FDRs testados são os filtros de Lyne e Hollick (1979), Chapman e Maxwell (1996) e Eckhardt (2005) que serão comparados com observações de silício dissolvido (SiD).

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

### 2.1. Bacia hidrográfica Lajeado Ferreira

A bacia hidrográfica desse estudo é denominada de arroio Lajeado Ferreira e está localizada na cidade de Arvorezinha, no sul do Brasil (Figura 1) sendo uma área experimental de 1.2km<sup>2</sup> monitorada desde o ano de 2001. O monitoramento hidrológico na bacia hidrográfica possui dados de vazão oriundos de uma calha Parshall e sensor de nível e precipitação obtidos por pluviógrafo e pluviômetros instalados na bacia com intervalo de amostragem mínimo de 10 minutos no período de 2010 a 2016. O tempo de concentração da bacia foi estimado em 40 minutos e a recessão completa do hidrograma está na escala de 12 horas.

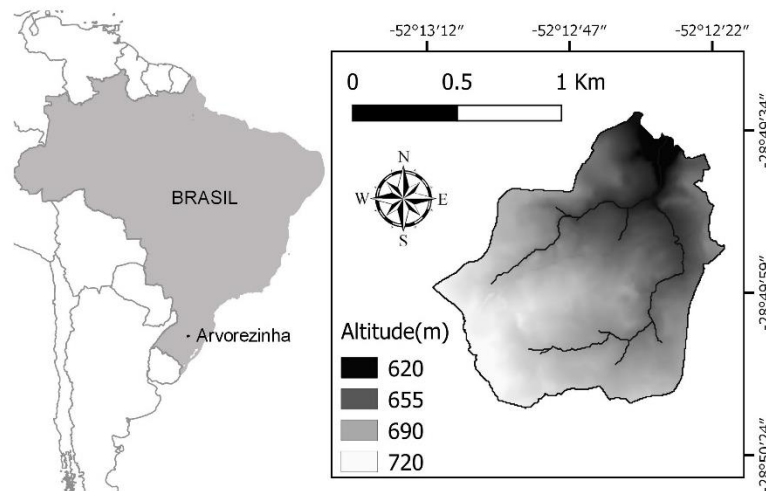


Figura 1: localização da área de estudo.

A bacia está localizada na unidade geomorfológica denominada rebordo do Planalto Meridional (Simão et al., 2001). A cota máxima da bacia é de 728 m do nível do mar possuindo como característica principal relevo ondulado, terreno muito declivoso e ocupação definida por pequenas propriedades rurais, dedicadas principalmente ao cultivo de grãos, como soja e milho, erva mate e tabaco. A bacia possui três tipos de solo, com a predominância de argissolo (60%), seguindo de neossolo (33%) e algumas manchas distribuídas de cambissolo (7%). O uso na bacia é predominante rural com florestas (41%), pastagens (10%) e agricultura (49%). As chuvas na região são bem distribuídas ao longo do ano, não havendo uma estação chuvosa definida (Ramon et al., 2017) em função do clima de transição, sendo o clima

definido como subtropical úmido com variação longitudinal das temperaturas médias (Rossato, 2011).

## 2.2. Banco de dados

Essa área foi objeto de estudo de diversos trabalhos sobre o uso e ocupação das terras e sua influência nos recursos hídricos (Barros et al. 2014, Ramon et al. 2017, Uzeika et al., 2012, Minella e Merten, 2012; Minella et al., 2018). Sendo o banco de dados hidrológicos formados por dados de precipitação e vazão, obtidos, respectivamente por pluviógrafos e pluviômetros, calha Parschall e sensor de nível.

Trabalhos como Dalbianco (2009), Moro (2011), Dalbianco (2013) e Barros (2013) indicaram que o comportamento hidrológico dos solos era substancial na rápida mobilização dos escoamentos dessa unidade. Com o objetivo de compreender a participação do escoamento subterrâneo na bacia hidrográfica, Barros (2016) realizou um estudo com o traçador geoquímico SiD, indicando a participação expressiva do escoamento subsuperficial no escoamento total.

Barros (2016) realizou amostragem e análise de dados de SiD para nove eventos na bacia em pontos estratégicos no hidrograma, como no pré-evento, picos e recessões. A Tabela 1 apresenta, além dos eventos de Barros (2016), três eventos adicionais realizados, totalizando 12 eventos de SiD. Na Tabela 1 é apresentado características dos eventos monitorados sendo  $Q_{\max}$ , a vazão máxima computada,  $Q_{\min}$  a vazão mínima, BFI o índice de escoamento subterrâneo, Pt a precipitação total acumulada e I a intensidade. No caso de mais de um evento de precipitação (separado por 12 horas de intervalo sem precipitação) é discretizado em linhas adjacentes.

Tabela 1: Eventos de coletas de Sid.

Data	N° amostras	$Q_{\max}$ (l.s <sup>-1</sup> )	$Q_{\min}$ (l.s <sup>-1</sup> )	BFI	Pt (mm)	I (mm.h <sup>-1</sup> )
17/07/2011	17	3367.09	54.9	0.451	24.50	1.60
					127.45	5.60
01/10/2011	7	54.9	15.06	0.616	17.07	2.50
06/07/2012	9	504.24	48.12	0.641	97.15	3.22
26/08/2012	4	33.25	25.55	0.877	48.00	1.12
09/09/2012	7	33.25	24.51	0.830	27.99	2.51
12/03/2013	16	235.57	34.41	0.706	31.6	2.26
20/09/2013	12	565.97	41.68	0.500	47.15	3.58
26/10/2013	14	463.55	114.72	0.643	38.90	1.43
					36.35	3.41
19/03/2014	3	125.9	52.15	0.929	38.95	1.76
23/07/2014	19	1034.5	62.02	0.610	83.32	4.10
07/07/2015	14	536.398	80.3686	0.555	32.37	3.08
					52.92	0.99
12/07/2015	28	562.657	48.12	0.587	9.14	2.28
					18.46	2.22
					57.38	3.25
					13.12	0.55
					16.09	1.56

Para a análise de elementos conservativos, o escoamento em um rio pode ser descrito como a Equação 5:

$$Q_t = Q_e + Q_p \quad (5)$$

Sendo  $Q_t$  a vazão total,  $Q_e$  a vazão do evento e  $Q_p$  é a vazão antes do evento (pré-evento). As concentrações de elementos conservativos podem ser inseridas para constituir a equação de balanço de massa (Equação 6):

$$Q_t \cdot C_t = Q_e \cdot C_e + Q_p C_p \quad (6)$$

Sendo  $C_t$  a concentração total,  $C_e$  a concentração no evento e  $C_p$  a concentração no pré-evento do Silício. O comportamento do SiD é analisado partindo do pressuposto que a parcela de escoamento superficial possui um valor de SiD extremamente baixo em relação ao escoamento subterrâneo a que está em contato com as rochas, e possui uma pequena variação sazonal da concentração, como observado por Asano et al. (2003), Shimada et al. (1988), Petersen al. (2014). Assim, a concentração de silício da superfície pode ser considerada nula e a concentração da água proveniente do aquífero constante durante o evento. Com isso, a vazão subsuperficial é calculada de acordo com a equação de balanço de massa (6) reescrita no formato da Equação 7:

$$Q_s = Q_{(t)} \cdot [Sid_t]/[Sids] \quad (7)$$

Sendo  $Q_{(t)}$  a vazão total,  $[Sid_t]$  a concentração do silício dissolvido total, e  $[Sids]$  o valor de silício dissolvido observado no período de vazão subterrânea, normalmente antes do início da ascensão do escoamento ou no final da recessão completa. Os dados referentes a coleta de silício apresentados na Tabela 1 permitem a realização da separação do escoamento pelo traçador.

### 2.3. Parametrização da curva de recessão

A curva da recessão foi determinada na análise de eventos, selecionando a vazão do período sem ou com pouca precipitação e as vazões subsequentes, representando o período em que a água do solo rege sobre o regime de vazões da bacia. A curva de recessão foi determinada como a parcela do hidrograma que não apresenta precipitação (ou com pouca precipitação) até o fim da recessão rápida. Foi considerado recessão quando a diferença entre a vazão no tempo ( $Q_{(t)}$ ) e sua sucessora ( $Q_{(t+1)}$ ) foi maior ao critério apresentado por Hewlett and Hibbert (1967), no caso,  $0.0546 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$  para pequenas bacias com escoamento muito lento. Para as condições da bacia e com intervalo de tempo de medição de 10 minutos, o valor constante para definir a queda da recessão é  $0.101 \text{ ls}^{-1}$ . Esse critério foi adotado para selecionar a recessão rápida, que representa a rápida mobilização do subsuperficial no hidrograma.

Os parâmetros da curva de recessão que são utilizados pelos FDRs podem ser determinados por diversos métodos (Eckhardt 2008; Nathan and McMahon, 1990; Rutledge, 2005; Vogel e Kroll, 1996) com base na Equação 3 sendo utilizado nesse trabalho os métodos de Eckhardt (2008) e Vogel e Kroll (1996), no intuito de analisar possíveis diferenças entre eles frente a separação pelos filtros.

O método proposto por Vogel e Kroll (1996) calcula um parâmetro de recessão para cada evento segundo a equação 8.

$$\alpha = \exp \left\{ -\exp \left[ \frac{1}{m} \sum_{t=1}^m \left\{ \ln [Q_{(t-1)} - Q_t] - \ln \left[ \frac{1}{2} (Q_t + Q_{(t+1)}) \right] \right\} \right] \right\} \quad (8)$$

Sendo  $Q_t$ ,  $Q_{t-1}$  e  $Q_{t+1}$  a vazão observada nos intervalos de tempo  $t$ ,  $t-1$  e  $t+1$  respectivamente e  $m$  o número total de vazões no período de recessão. O valor adotado do parâmetro de recessão é a média dos valores de  $\alpha$  calculados pela equação 8 para todos os eventos da série.

O método de Eckardt (2008) é baseado na relação linear entre as vazões (equação 3) considerando que o parâmetro  $\alpha$  pode ser estimado como o coeficiente angular do modelo linear estatístico que aproxima a vazão no tempo ( $Q_{(t)}$ ) com a vazão no tempo posterior ( $Q_{(t+1)}$ ).

#### 2.4. Aplicação dos FDRs na bacia

O filtro de Lyne e Hollick (1979) foi obtido ajustando o parâmetro  $a$ , dentro do intervalo sugerido por Nathan e McMahon (1990) de 0.90 a 0.95 aos dados de vazão observados. O resultado da aplicação foi comparado aos valores observados de SiD. Como o filtro pode ser aplicado até 3 vezes sobre os dados para diminuir a vazão subterrânea calculada, ou seja, em caso de superestimativa, o número de filtrações foi aumentado até o melhor ajuste.

De maneira análoga, o filtro de Chapman e Maxwell (1996) foi implementado pela Equação 2 à série de vazões. Para efeitos de comparação, o filtro foi processado com o parâmetro de recessão  $\alpha$  assumindo tanto o valor computado pela solução proposta por Vogel e Kroll (1996) (Equação 8) como pela relação linear proposta por Eckhardt (2008).

A aplicação do filtro de Eckhardt (2005) (Equação 4) depende de dois parâmetros  $BFImax$  e, assim como o filtro de Chapman e Maxwell (1996), o parâmetro de recessão  $\alpha$ . Os valores de  $BFImax$  representam o máximo valor de índice de escoamento subterrâneo que pode ser modelado pelo filtro, sendo responsável pela magnitude da separação. O  $BFImax$  normalmente é determinado como o maior valor de índice de escoamento subterrâneo observado no período de evento em uma série de valores observado geralmente por traçadores. Em decorrência das observações de SiD ser limitada a poucos eventos, o  $BFImax$  foi adotado aqui como um parâmetro de calibração. Para a aplicação do filtro de Eckhardt (2005), foi elaborado uma rotina variando o parâmetro de valores que possam contemplar os valores observados de BFI da tabela 1 (0.40 a 0.94). A determinação do melhor valor do parâmetro se dá pelo menor erro entre os dados observados e calculados. Para o parâmetro da

recessão, será também analisado com os valores da Equação 8, de Vogel e Kroll (1996) e do modelo linear de Eckhardt (2008).

Para todos os cálculos de modelos e de parâmetros propostos, a verificação de melhor ajuste foi por meio do cálculo erro médio quadrático (RMSE) (Equação 9), onde cada iteração registra o valor de dispersão entre o observado por dados de SiD e filtrado pelos modelos de filtros.

$$RMSE = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_{if} - Q_{sid})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (9)$$

Sendo o  $Q_{if}$  a vazão subterrânea filtrada,  $Q_{sid}$  a vazão subterrânea calculada pelo silício e  $N$  o número de amostras.

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 3.1. Parametrização da curva da recessão

A curva de recessão foi identificada em cada evento seguindo os critérios de Hewlett and Hibbert (1967) para as recessões rápidas como exemplificado na Figura 2. É possível observar que a seleção da curva da recessão separou as maiores variações de vazão, concentradas logo após a ocorrência do pico de vazões, como a recessão rápida do hidrograma.

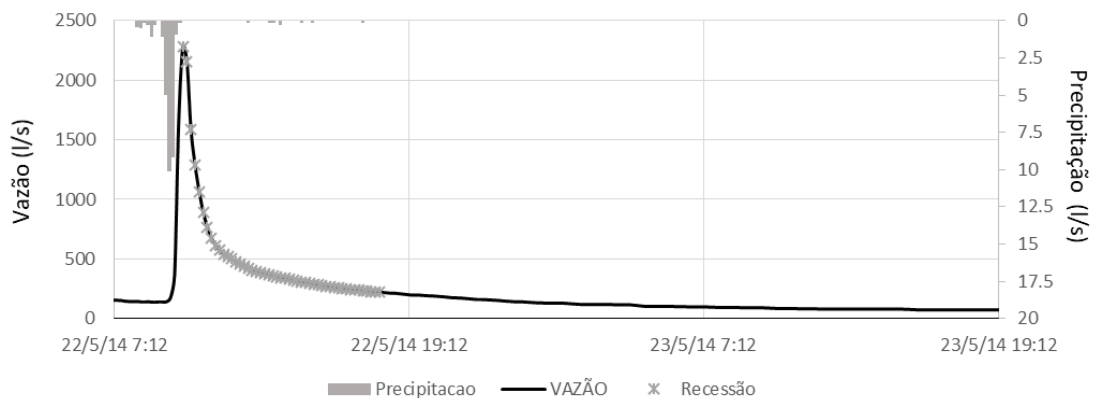


Figura 2: período de recessão.

Zhang et al. (2012) na separação da curva da recessão, também identificou dois comportamentos diferentes representados por mudanças da declividade da curva de recessão e a determinação do parâmetro da recessão foi estabelecida por uma média entre os dois valores das duas curvas características. Stewart (2015) aborda as diferenças entre as recessões como um comportamento conceitual de dois reservatórios, responsáveis por duas velocidades diferentes de escoamento da água no solo. Assim, a curva selecionada aqui representa a rápida mobilização do escoamento subterrâneo e possui uma duração média de aproximadamente 8 horas.

Com a curva selecionada, o valor do parâmetro da recessão calculado seguindo a proposta de Vogel e Kroll (1996), pela média dos valores de  $\alpha$  calculados pela Equação 8 foi de 0.953, com um coeficiente de variação de 0.045. Já o valor determinado seguindo Eckhardt (2008), pela relação linear entre as vazões da

recessão, foi de 0.911 (figura 3). Ambos os valores foram usados como parâmetro de recessão dos filtros para verificação da influência na separação de escoamento.

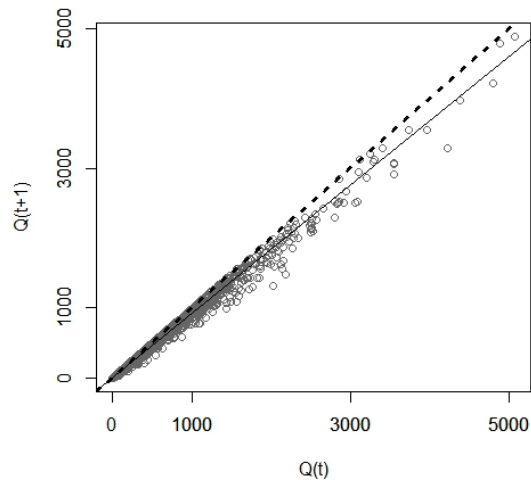


Figura 3: modelo linear entre as vazões de recessão.

### 3.2. Separação do escoamento com os diferentes FDRs

Utilizando a faixa de valores do parâmetro  $a$  sugerida por Lyne e Hollick (1979) e Nathan e McMahon (1990) (0.9 e 0.95) foi elaborado a rotina computacional com entrada desses valores e computado o valor da estatística RMSE (Equação 9) para estabelecer a diferença entre os valores observados de SiD e os valores filtrados pelo filtro de Lyne e Hollick (1979) (Tabela 2).

Os valores da dispersão da separação do filtro de Chapman e Maxwell (1996), com o uso dos dois parâmetros  $\alpha$  estão apresentados com os respectivos RMSE na Tabela 2. A Tabela 2 também apresenta os valores mais baixos de RMSE para o filtro de Eckhardt (2005), executado sobre a variação de  $\alpha$  e  $BFImax$ . Os cálculos de RMSE para todos os valores de  $BFImax$  em função dos dois valores de  $\alpha$  podem ser visualizados na Figura 4.

Tabela 2: RMSE calculada para os modelos de filtros de Lyne e Hollick (1979), Chapman e Maxwell (1996) e Eckhardt (2008).

Lyne e Hollick, 1979		Chapman e Maxwell, 1996		Eckhardt 2008		
$a$	RMSE	$\alpha$	RMSE	$\alpha$	$BFImax$	RMSE
0.90	96.86	0.911	74.35	0.911	0.68	9.66
		0.953	94.65	0.953	0.72	11.04

Observando os valores da estatística RMSE para os três modelos de filtro o melhor valor obtido para a separação do escoamento é para o filtro de Eckhardt, com os valores de parâmetros determinado pelo modelo linear, com  $\alpha = 0.911$ , e valor de  $BFImax$  de 0.68. Os filtros de Lyne e Hollick (1979) com  $a = 0.90$  e de Chapman e Maxwell (1996) com  $\alpha = 0.911$  apresentaram valores muito semelhantes e ambas subestimaram a separação (Figura 4). O filtro de Lyne e Hollick (1979) pode ser aplicado com mais passadas sobre os dados (Arnold, 1995), o que resultaria em



menos escoamento subsuperficial a cada passada, desnecessário para esse estudo pois o filtro subestimou o escoamento subterrâneo. Os modelos de FDR com os parâmetros que apresentaram menor RMSE estão apresentados na Figura 4.

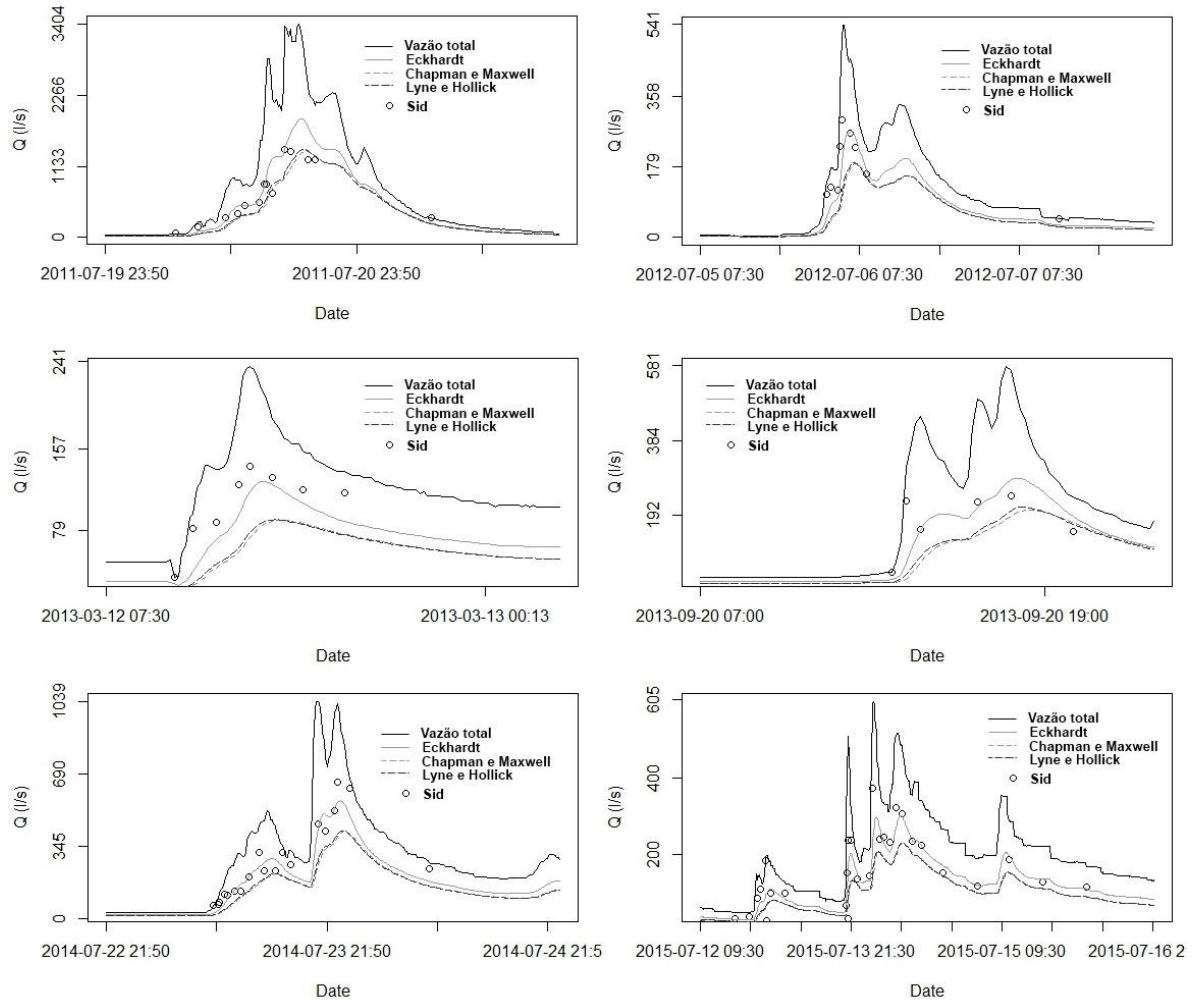


Figura 4: FDRs com a menor dispersão (menor RMSE) da separação de escoamento pelos filtros de Eckardt, Chpman e Lyne e Hollick e a separação do escoamento pelo traçador Sid.

Os filtros de Lyne e Hollick (1979) e Chapman e Maxwell (1993) apresentaram resultados muito semelhantes. A proposta do filtro de Chapman e Maxwell (1993) era a correção do comportamento do filtro de Lyne e Hollick (1979) próximo à curva de recessão e o uso do parâmetro da curva da recessão. Para a série com intervalo de 10 minutos, a diferença nesses pontos específicos do hidrograma não foi verificada, provavelmente pela maior densidade de dados amostrados. É percebido uma significativa diferença entre os FDRs de Lyne e Hollick (1979) e Chapman e Maxwell (1993) em relação à Eckhardt (2005), que apresentou o melhor ajuste (figura 4).

Para os FDR de Eckhardt e Chapman e Maxwell, o valor de  $\alpha$  que apresentou menor dispersão em relação a separação do Sid foi para o modelo linear. Indicativo

de que a recessão da bacia tem uma representatividade maior ao modelo de regressão linear de Eckhardt (2008), provavelmente pela relação linear alta entre as vazões da recessão.

O Parâmetro *BFImax* determina um comportamento importante na separação pelo filtro de Eckhardt. Determina, em termos gerais, a amplitude que o escoamento subterrâneo assume no hidrograma. A figura 5 apresenta a separação do escoamento com os valores de  $\alpha = 0.911$ , *BFImax* de 0.68 (menor RMSE calculado) e *BFImax* de 0.65 e 0.72, como representativos da faixa de baixos valores de RMSE (menor a 100). A separação do escoamento com esses valores de *BFImax* indicam que, em termos gerais, o filtro de Eckhardt representam com boa fidelidade o comportamento das observações de Sid e possuem poucas diferenças volumétricas na separação, uma amplitude com os diferentes valores de *BFImax* que pode ser considerada aceitável.

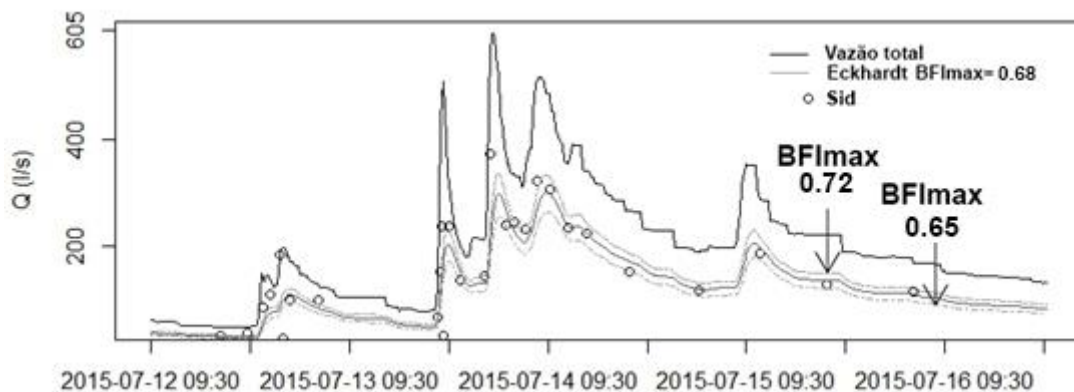


Figura 5: valores de *BFImax* e a separação do escoamento e a diferença para a separação com o Sid.

Os métodos de Lyne e Hollick (1979) e Chapman e Maxwell (1993) para todas as condições testadas subestimaram a vazão subterrânea. Porém tiveram uma melhor aproximação em casos de vazões muito altas, como observado no evento do dia 20/07/2011 (Figura 4a). Os modelos de Lyne e Hollick (1979) e Chapman e Maxwell (1993) apresentaram boas correlações com traçadores para grandes bacias (Chapman e Maxwell, 1993; Arnold 1995) com dados observados na escala diária. Um indício de que ambos os modelos tendem a separar adequadamente frente a um comportamento normalizando de grandes bacias, onde a mobilização do escoamento subterrâneo não seja relativamente rápido.

#### 4. CONCLUSÃO

Dentre os modelos de FDR testados, o filtro de Eckhardt (2005) obteve uma separação muito similar ao escoamento subterrâneo pelo traçador SiD tendo propensão para ser um efetivo separador de escoamento para a bacia do arroio Lajeado Ferreira e complementando os resultados observados por Zhang et al., (2012), Stewart (2015) e Eckhardt (2008) como um efetivo separador em pequenas bacias. Os modelos de Lyne e Hollick (1979) e Chapman e Maxwell (1993) apresentaram resultados semelhantes entre si e ambos subestimaram o escoamento subterrâneo observado pelo SiD. Quanto as duas alternativas para a parametrização

da curva da recessão, o valor de  $\alpha$  determinado pelo modelo linear obteve um resultado ligeiramente superior na estimativa da separação nos métodos de Eckhardt, (2005) e Chapman e Maxwell (1993). Já o valor calibrado de *BF<sub>max</sub>* permitiu a separação em função dos dados de SiD e a faixa com as menores dispersões (0.65 a 0.72) são considerados intervalos confiáveis para a separação.

## REFERÊNCIAS

- Arnold, J. G., & Allen, P. M. (1999). Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 35(2), 411-424.
- Arnold, J. G. et al. Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground water*, v. 33, n. 6, p. 1010–1018, 1995.
- Asano, Y., Uchida, T., & Ohte, N. (2003). Hydrologic and geochemical influences on the dissolved silica concentration in natural water in a steep headwater catchment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(11), 1973-1989.
- Barnes, B.S., 1939. The structure of base flow recession curves. *Trans. Am. Geophys. Union* 20, 721–725.
- Barros, C.A.B. (2012) Comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica rural utilizando técnicas de monitoramento e modelagem. Universidade Federal de Santa Maria (Dissertação de Mestrado). 179p
- Barros, C. A. P., Minella, J. P. G., Dalbianco, L., & Ramon, R. (2014). Description of hydrological and erosion processes determined by applying the LISEM model in a rural catchment in southern Brazil. *Journal of Soils and Sediments*, 7(14), 1298-1310.
- Barros, C. A. P. D. (2016). Dinâmica dos escoamentos na modelagem da produção de sedimentos em uma pequena bacia rural (Doctoral dissertation, Universidade Federal de Santa Maria).
- Beaujouan, V., Durand, P., Ruiz, L., Arousseau, P., & Cotteret, G. (2002). A hydrological model dedicated to topography-based simulation of nitrogen transfer and transformation: rationale and application to the geomorphology–denitrification relationship. *Hydrological Processes*, 16(2), 493-507.
- Bryan, R. B. (2000). Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, 32(3), 385-415.
- Brutsaert, W., & Nieber, J. L. (1977). Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, 13(3), 637-643.
- Carpenter, S. R., Caraco, N. F., Correll, D. L., Howarth, R. W., Sharpley, A. N., & Smith, V. H. (1998). Nonpoint pollution of surface waters with phosphorus and nitrogen. *Ecological applications*, 8(3), 559-568.
- Chapman, T. G. Comment on “Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses” by RJ Nathan and TA McMahon. *Water Resources Research*, v. 27, n. 7, p. 1783–1784, 1991.

Chapman, T. G. and Maxwell, A. I.: Baseflow separation - Comparison of numerical methods with tracer experiments, In Proceedings of the 23rd Hydrology and Water Resources Symposium, Hobart, Australia, 539–545, 1996.

Chapman, T. G.: A comparison of algorithms for streamflow recession and baseflow separation, *Hydrol. Process.*, 13, 701–714, 1999.

Cey, E. E., Rudolph, D. L., Parkin, G. W., & Aravena, R. (1998). Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada. *Journal of Hydrology*, 210(1), 21-37.

Chen, F., Fang, N., & Shi, Z. (2016). Using biomarkers as fingerprint properties to identify sediment sources in a small catchment. *Science of the Total Environment*, 557, 123-133.

Buttle J. M. 1994. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography* 18: 16–41.

Dalbiano, L., 2009. Variabilidade espacial e estimativa da condutividade hidráulica e caracterização física-hídrica de uma microbacia hidrográfica rural.

Dalbiano, L., 2013. Simulação hidrossedimentológica com o modelo Lisem em uma pequena bacia hidrográfica rural. Tese de doutorado, Universidade Federal de Santa Maria.

Destouni, G., Persson, K., Prieto, C., & Jarsjö, J. (2010). General quantification of catchment-scale nutrient and pollutant transport through the subsurface to surface and coastal waters. *Environmental science & technology*, 44(6), 2048-2055.

Dincer, T., Payne, B. R., Florkowski, T., Martinec, J., and Tongiorgi, E. (1970) Snowmelt runoff from measurements of Tritium and Oxygen-18, *Water Resour. Res.* 6, 40.

Fritz, P., Cherry, J. A., Weyer, K. U., and Sklash, M. G. (1976) Storm runoff analysis using environmental isotopes and major ions, in IAEA Publis. Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology. (Proc. Adv. Group Meeting, 1975), Vienna, pp. 111–131.

Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological processes*, 19(2), 507-515.

Eckhardt, K. (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352(1), 168-173.

Flynn, R. M., Deakin, J., Archbold, M., Cushnan, H., Kilroy, K., O'Flaherty, V., & Misstear, B. D. (2016). Using microbiological tracers to assess the impact of winter land use restrictions on the quality of stream headwaters in a small catchment. *Science of the Total Environment*, 541, 949-956.

Furey, P. R., & Gupta, V. K. (2001). A physically based filter for separating base flow from streamflow time series. *Water Resources Research*, 37(11), 2709-2722.

Gonzales, A. L., Nonner, J., Heijckers, J., and Uhlenbrook, S.: Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 2055–2068, doi:10.5194/hess-13-2055-2009, 2009.

Hancock, G. R., Lowry, J. B. C., & Coulthard, T. J. (2015). Catchment reconstruction—erosional stability at millennial time scales using landscape evolution models. *Geomorphology*, 231, 15-27.

Hall, F. R. (1968). Base-flow recessions—a review. *Water Resources Research*, 4(5), 973-983.

Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R.: Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, in: *Forest Hydrology*, edited by: Sopper, W. E. and Lull, H. W., Pergamon, Oxford, 275–290, 1967.

Haest, P. J., Lookman, R., Van Keer, I., Patyn, J., Bronders, J., Joris, M., ... & De Smedt, F. (2010). Containment of groundwater pollution (methyl tertiary butyl ether and benzene) to protect a drinking-water production site in Belgium. *Hydrogeology journal*, 18(8), 1917-1925.

Hino, M., & Hasebe, M. (1986). Separation of a storm hydrograph into runoff components by both filter-separation AR method and environmental isotope tracers. *Journal of Hydrology*, 85(3-4), 251-264.

Hooper, R. P. and Shoemaker, C. A. (1986) A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation, *Water Resour. Res.* 22, 1444–1454.

Li, Q., Qi, J., Xing, Z., Li, S., Jiang, Y., Danielescu, S., ... & Meng, F. R. (2014). An approach for assessing impact of land use and biophysical conditions across landscape on recharge rate and nitrogen loading of groundwater. *Agriculture, ecosystems & environment*, 196, 114-124.

Lyne, V., & Hollick, M. (1979, September). Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. In *Institute of Engineers Australia National Conference* (Vol. 1979, pp. 89-93).

Matsubayashi U, Velasquez GT, Takagi F. 1993. Hydrograph separation and flow analysis by specific electrical conductance of water. *Journal of Hydrology* 152: 179–199. DOI:10.1016/0022-1694(93)90145-Y.

McDonnell, J. J., Bonell, M., Stewart, M. K., and Pearce, A. J.: Deuterium variations in storm rainfall – Implications for stream hydrograph separation, *Water Resour. Res.*, 26, 455–458, 1991.

Medellín-Azuara, J., Harou, J. J., Olivares, M. A., Madani, K., Lund, J. R., Howitt, R. E., ... & Zhu, T. (2008). Adaptability and adaptations of California's water supply system to dry climate warming. *Climatic Change*, 87, 75-90.

Miller, M. P., Johnson, H. M., Susong, D. D., & Wolock, D. M. (2015). A new approach for continuous estimation of baseflow using discrete water quality data: Method description and comparison with baseflow estimates from two existing approaches. *Journal of Hydrology*, 522, 203-210.

Minella, J. P. G., & Merten, G. H. (2012). Índices topográficos aplicados à modelagem agrícola e ambiental. *Ciência Rural*, 42(9).

Minella, J. P., Merten, G. H., Barros, C. A., Ramon, R., Schlesner, A., Clarke, R. T., ... & Dalbianco, L. (2018). Long-term sediment yield from a small catchment in southern Brazil affected by land use and soil management changes. *Hydrological Processes*, 32(2), 200-211.

Moro, M. Avaliação do modelo LISEM na simulação dos processos hidrossedimentológicos de uma pequena bacia rural localizada nas encostas basálticas do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2011. 123p. (Tese de Doutorado)

Mortatti, J., Probst, J. L., and Ferreira, J. R. (1992) Hydrological and geochemical characteristics of the Jamari and Jiparana river basin (Rondonia, Brazil), *Geojournal* 26(3), 287–296.

Mortatti, J., Salati, E., Victoria, R. L., and Ribeiro, M. N. G. (1985) Analysis of the Isotopic behaviour of hydrogen and oxygen of water in the main channel of the river Solimoes/Amazon. *Mitt. Geol.-Palaont. Inst. Univ. Hamburg*, 58, 259–266.

Mook, W. G., Groeneveld, D. J., Brown, A. E., and Van Ganswijk, A. J. (1974) Analysis of a runoff hydrograph by means of natural  $^{18}\text{O}$ , in *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*. (Proc. Symp. Vienna, 1974), IAEA, Vienna, vol. 1, p. 145.

Nathan, R. J., & McMahon, T. A. (1990). Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research*, 26(7), 1465-1473.

Neal, C., Robson, A., Reynolds, B., and Jenkins, A. (1992) Prediction of future short-term stream chemistry - a modelling approach, *J. Hydrol* 130(1–4), 87–103.

Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., & Williams, J. R. (2011). Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009. Texas Water Resources Institute.

Peters, N. E., Burns, D. A., & Aulenbach, B. T. (2014). Evaluation of high-frequency mean streamwater transit-time estimates using groundwater age and dissolved silica concentrations in a small forested watershed. *Aquatic geochemistry*, 20(2-3), 183-202.

Sklash, M. G. and Farvolden, R. N.: The role of groundwater in storm runoff, *J. Hydrol.*, 43, 45–65, 1979.

Piggott, A. R., Moin, S., & Southam, C. (2005). A revised approach to the UKIH method for the calculation of baseflow/Une approche améliorée de la méthode de l'UKIH pour le calcul de l'écoulement de base. *Hydrological Sciences Journal*, 50(5).

Pinder, G. F. and Jones, J. F.: Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff, *Water Resour. Res.*, 5, 438–445, doi:10.1029/WR005i002p00438, 1969.

Poff, N. L., Allan, J. D., Bain, M. B., Karr, J. R., Prestegard, K. L., Richter, B. D., ... & Stromberg, J. C. (1997). The natural flow regime. *BioScience*, 47(11), 769-784.

Ramon, R., Minella, J. P., Merten, G. H., de Barros, C. A., & Canale, T. (2017). Kinetic energy estimation by rainfall intensity and its usefulness in predicting hydrosedimentological variables in a small rural catchment in southern Brazil. *Catena*, 148, 176-184.

Robson, A. e Neal, C. (1990) Hydrograph separation using chemical techniques – an application to catchments in mid-wales, *J. Hydrol.* 116(1-4), 345–363.

Rossato, M. S. (2011). Os climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia.

Rutledge AT. 1998. computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow data: update. US Geological Survey, Water Resources Investigations Report 98–4148.

Schilling, K. E., Zhang, Y. K., & Drobney, P. (2004). Water table fluctuations near an incised stream, Walnut Creek, Iowa. *Journal of Hydrology*, 286(1), 236-248.

Shimada Y., Ohte, N., Tokuchi, N., Suzuki, M. (1988). A dissolved silica budget for a temperate forested basin. *Tracers in hydrology*, 79.

Simão, S. L. K. S. R., Dalmolin, D., & de Azevedo, A. C. (2009). Relação da granulometria do solo e morfologia do saprolito com a infiltração de água em Neossolos Regolíticos do rebordo do Planalto do Rio Grande do Sul. *Ciência Rural*, 39(7).

Sklash, M. G. and Farvolden, R. N.: The role of groundwater in storm runoff, *J. Hydrol.*, 43, 45–65, 1979

Sloto, R. A., & Crouse, M. Y. (1996). HYSEP, a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. US Department of the Interior, US Geological Survey.

Stewart, M. K. (2015). Promising new baseflow separation and recession analysis methods applied to streamflow at Glendhu Catchment, New Zealand. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6), 2587.

Stewart, M. K., Mehlhorn, J., and Elliott, S.: Hydrometric and natural tracer ( $^{18}\text{O}$ , silica,  $^3\text{H}$  and  $\text{SF}_6$ ) evidence for a dominant groundwater contribution to Pukemanga Stream, New Zealand, *Hydrol. Process.*, 21, 3340–3356, doi:10.1002/hyp.6557, 2007.

Tallaksen, L. M. (1995). A review of baseflow recession analysis. *Journal of hydrology*, 165(1-4), 349-370.

Toebes, C., Morrissey, W. B., Shorter, R., & Hendy, M. (1969). Base-flow-recession curves. Water and Soil Division, Ministry of Works.

Toth, J. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of geophysical research*, v. 68, n. 16, p. 4795–4812, 1963.

Uzeika, T., Merten, G. H., Minella, J. P., & Moro, M. (2012). Use of the SWAT model for hydro-sedimentologic simulation in a small rural watershed. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 36(2), 557-565.

Vogel, R. M., & Kroll, C. N. (1996). Estimation of baseflow recession constants. *Water resources management*, 10(4), 303-320.

Wainwright, J., Parsons, A. J., Cooper, J. R., Gao, P., Gillies, J. A., Mao, L., & Knight, P. G. (2015). The concept of transport capacity in geomorphology. *Reviews of Geophysics*, 53(4), 1155-1202.

Williams, J. R., Jones, C. A., & Dyke, P. (1984). A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. *Transactions of the ASAE*, 27(1), 129-0144.

Zhang, R., Li, Q., Chow, T. L., Li, S., & Danielescu, S. (2013). Baseflow separation in a small watershed in New Brunswick, Canada, using a recursive digital filter calibrated with the conductivity mass balance method. *Hydrological Processes*, 27(18), 2659-2665.

Zi, T., Kumar, M., Kiely, G., Lewis, C., & Albertson, J. (2016). Simulating the spatio-temporal dynamics of soil erosion, deposition, and yield using a coupled sediment dynamics and 3D distributed hydrologic model. *Environmental Modelling & Software*, 83, 310-325.

### 3 ARTIGO 2: ECKHARDT FILTER PARAMETERS FOR FLOW SEPARATION IN SMALL CATCHMENTS USING DISSOLVED SILICA

**Felipe Bernardi<sup>1</sup>, Claudia Alessandra Peixoto de Barros<sup>2</sup>, Daniel Gustavo Allasia<sup>3</sup>, Jean Paolo Gomes Minella<sup>4</sup>, Rutinéia Tassi<sup>5</sup>, Alexandre schlesner<sup>6</sup>**

<sup>1</sup> Sanitary and Environmental Engineering Department, Federal University of Santa Maria. 5082, Santa Maria, RS, Brazil. felipekbernardi@gmail.com.

<sup>2</sup> Soil Department, Federal University of Rio Grande do Sul. 15100, Porto Alegre, RS, Brazil.

<sup>3</sup> Sanitary and Environmental Engineering Department, Federal University of Santa Maria. 5082, Santa Maria, RS, Brasil.

<sup>4</sup> Soil Department, Federal University of Santa Maria. 5082, Santa Maria, RS, Brazil.

<sup>5</sup> Sanitary and Environmental Engineering Department, Federal University of Santa Maria. 5082, Santa Maria, RS, Brazil.

<sup>6</sup> Soil Department, Federal University of Santa Maria. 5082, Santa Maria, RS, Brazil.

#### **ABSTRACT**

Separating total streamflow in surface flow and base flow components is necessary to better understand and model hydrological processes. The base flow component has traditionally been associated with groundwater discharge and the surface components associated with the overland runoff. This has increased importance in erosion studies and sediment yield at catchment scale that require high precision to properly outline what is drained on the soil surface, which affects sediment detachment and transport. Separating components of flow is a challenging task, especially in small catchments as they typically have quick flow. Therefore, tracers are suitable alternatives for these purpose since they are conservative elements with different compositions in each flow component. Another practical and objective option is flow separation by empirical methods, which are known as recursive digital filters (RDF). Recursive digital filters are methods that separate flow by associating surface flow to a high frequency component in the hydrograph, while the base flow is considered a low frequency component. By filtering high frequency signals in the hydrograph through mathematical models, low frequency signals (base flow) become evident. One notable digital filter used in small catchments is the Eckhardt filter. This method separates flow using two parameters: BFI<sub>max</sub>, which is the maximum base flow index modeled by the filter and  $a$ , the recession parameter. Despite these parameters being generally determined arbitrarily due to lack of information, they can be calibrated based on data measured in the base flow hydrograph and/or tracers. The present study determined the Eckhardt filter parameters ( $a$  and BFI<sub>max</sub>) using observed streamflow and dissolved silica data (DSi) for a small catchment in subtropical southern Brazil characterized by intense precipitation and rapid flow generation. The root-mean-square deviation (RMSD) was 9.66 and adjusted coefficient of determination (adjusted  $R^2$ ) was 0.81 in comparison between the values calculated using the Eckhardt filter and the observed ones with DSi. Besides these good results the methodology additionally allowed to verify alternatives for determining parameters in ungauged catchments.

**Keywords:** Recursive Digital Filter, Base Flow, Tracers, Mass balance.



## 1. INTRODUCTION

Hydrographs are composed traditionally of surface, subsurface and groundwater flows (Nathan and McMahon, 1990; Furey and Gupta, 2001). Flow separation comprise these three components (Dewalle et al. 1988; Ogunkoya e Jenkins, 1993; Gonzales et al., 2009), however is more usual conjugate the subsurface and groundwater flows (named base flow) to evidence the superficial flow (Chapmann and Maxwell, 1996; Stewart et al., 2007; Zhang et al., 2013). Separating these components has become a standard to better understand hydrological processes in catchments, such as feasibility studies (Poff et al., 1997; Medellín-Azuara et al., 2008), quantitative and qualitative modeling (Yu and Schwartz, 1999; Muller et al., 2003; Schilling and Zhang, 2004; Tan et al., 2009), as well as modeling erosion and sediment yield (Wainwright, 1996; Shakesby et al., 2000; Cerdà, 2001). Moreover, flow through macropores and similar permeable media, and related topics as preferential flow, for instance, hinder analysis and are seldom understood by equations, concepts and samplings (Beven and Germann, 2013).

Due to the complexity of this physical phenomenon, several methods have been developed to automate and simplify this hydrological process using flow separation (Nathan and McMahon, 1990; Nejadhashemi et al., 2003; Stewart et al., 2007; Collischonn and Fan, 2013; Zhang et al., 2013). However, these methods are not accurate for long-time simulation of water movement through the soil due to several characteristics of precipitation and antecedent moisture condition (Arnold et al., 1995). Flow separations methodologies can be classified into three categories: analytical, mass balance and empirical (Stewart et al., 2007; Zhang et al., 2013).

The method of Su (1995), defined from the unit hydrograph analysis, and the models of Nash (1957) and Szilagyi and Parlange (1998), based on analytical solutions of the Boussinesq equation, are examples of analytical separators. These methods use concepts and equations to normalize base flow behavior and separate it from the total flow. Nevertheless, these techniques are based on ideal conditions that cannot always be verified (Halford and Mayer, 2000; Gazis and Feng, 2004; Rutledge, 2005; Brooks et al., 2010). The physical filter by Furey and Gupta (2001), on the other hand, proposes a similar concept and is derived from a mass balance equation for base flow from a hillside.

Mass balance methods assume that base flow normally has different chemical characteristics compared to surface flow due to the different flow paths (Fritz et al., 1976; Cey et al., 1998). As a result, the flow components can be separated by computing the concentrations of conservative or non-reactive elements present in water (Pinder and Jones, 1969; Stewart et al., 2007; Zhang et al., 2013). Elements used as tracers can be chemical (Hooper and Shoemaker, 1986; Neal et al., 1992; Mortatti et al., 1992), isotopic (Fritz et al., 1976; Mortatti et al., 1985; Hooper and Shoemaker, 1986; Hino and Hasebe, 1986) and biological (Flynn et al., 2016; Chen et al., 2016). Among the conservative options, dissolved silica (DSi) is a widely used marker for the discretization of hydrological components (Hooper and Shoemaker, 1986; Uhlenbrook et al., 2004; Stewart et al., 2007; Gonzales et al., 2009), since DSi

content can be identified and correlated with the origin of each flow. As dissolved silica does not depend on long-term contact between water and the subsoil, therefore, tracer mass conservation can help identify the water coming from great depths and transient groundwater regions (Asano et al., 2003).

Empirical methods are likely the most used techniques in flow separation. These methods are usually developed based on the calibration of a hypothetical model with field measurements or simply based on experience (Zhang et al., 2013; Zecharias and Brutsaert, 1988). Despite their relative simplicity, these methods can achieve good results (Nejadhashemi et al., 2003). Graphical methods stand out among empirical methods, with flow separation determined by the identification of characteristic points in the hydrograph (Gray, 1973; Subramanya, 1994) and the application of low-pass filters, which attenuate large amplitudes of the hydrograph (Nathan and McMahon, 1990; Chapmann and Maxwell, 1996; Sloto and Crouse, 1996; Neff et al.; 2005).

Graphical methods assume the possibility of estimating base flow by linking characteristic points where the flow becomes exclusively low in the hydrographs. White and Sloto (1990) reported that this procedure is highly subjective, and other studies with the same data could reproduce different results. In this light, the software HYSEP, developed by Sloto and Crouse (1996), is an alternative method to automate flow separation, by using three graphical methods of flow separation mentioned in Pettyjohn et al. (1979): fixed-interval, sliding-interval and local minimum methods. In the fixed-interval method, the hydrograph is divided into intervals in which the observed minimum flow is considered the base flow throughout the entire interval. The sliding-interval method differs from the fixed-interval method since the interval continuously moves over the hydrograph. The base flow determined by the local minimum method, as observed in PART (Rutledge, 1998) and UKIH (Piggott et al., 2005), consists of connecting the selected minimum flow values in each interval by straight lines.

Among the low-pass filters, the most used are recursive digital filters (RDF) (Nathan e McMahon, 1990; Chapman and Maxwell 1996; Eckhardt, 2005), initially used to remove electromagnetic wave noise. In hydrology, this noise is associated with surface flow, which normally produces large amplitudes in the hydrograph (Lyne and Hollick, 1979; Nathan and McMahon, 1990). In the RDF method, surface runoff ( $q_s$ ) is considered a high frequency signal, while base flow ( $q_b$ ) is considered a low frequency signal. When filtering high frequency signals (surface flow) in the hydrograph, low frequency signals (base flow) are evident (Nathan and McMahon, 1990). In these filters, the total streamflow ( $q$ ) is separated into two components (Equation 1):

$$q = qb + qs \quad (1)$$

being  $q$  the total streamflow,  $qb$  the base flow and  $qs$  the surface runoff.

Recursive digital filters are effective because they can be easily automated, which partially eliminates subjectivity (Chapman 1991; Arnold and Allen, 1999; Eckhardt 2008). The filtering result, however, is largely dependent on specific filter parameters which can be calibrated for each catchment based on data measured in the base flow hydrograph (ex. Collischonn and Fan, 2013), tracers (Chapman and Maxwell, 1996;

Arnold and Allen, 1999; Zhang et al, 2013; Stewart, 2015) such as electrical conductivity or DSI. Unfortunately, measured data are rare and, in practice, these parameters are usually determined arbitrarily (Nejadhashemi et al., 2003).

One method that stands out due to its reliability is the Eckhardt filter (Eckhardt 2005). This method assumes that there is a linear relationship between base flow and its storage (Equation 2) being advantageous in relation to the others because it results in coherent base flow values, and is used at intervals shorter than one day (Eckhardt, 2008; Zhang et al. 2013; Stewart, 2017), suitable for small catchments.

$$qb_t = \frac{(1 - BFI_{max}) \cdot a \cdot qb_{t-1} + (1 - a) \cdot BFI_{max} \cdot q_t}{1 - a \cdot BFI_{max}} \quad (2)$$

Being  $qb_i$  base flow at time  $i$ ,  $q$  the total streamflow at time  $i$ , and  $a$  and  $BFI_{max}$  the parameters of the model. Parameter  $a$  is the recession parameter of the flow and can be derived from statistical analysis of the recession curves of the hydrograph (equation 3) when base flow is absent (in this case  $q=qb$ ) (Nathan and McMahon, 1990; Vogel and Kroll, 1996; Rutledge, 1998; Eckhardt 2005):

$$qbr_t = a \cdot qbr_{t-1} \quad (3)$$

Being  $qbr$  the base flow after the end of surface flow,  $t$  the time and  $a = e^{-\Delta t/k}$ . This recession parameter is adjusted, considering  $k$  as a characteristic parameter of the recession curve along the time step ( $t$ ). Eckhardt (2005) reported that parameter  $a$  is the least sensitive.

Base Flow Index (BFI) indicates the flow percentage of base flow origin. In this manner, Eckhardt (2005) also reported that  $BFI_{max}$  represents the maximum value of the base flow parameter determined at a location, and hydrologically, the long-term ratio of baseflow to total streamflow ( $BFI_{max} \leq 1$ ). Furthermore, Eckhardt (2005) indicated that the  $BFI_{max}$  value cannot be measured, but estimated through other procedures, such as by tracers. It is also worth noting that Eckhardt (2005) suggested a typical  $BFI_{max}$  value of 0.80 for perennial rivers in porous aquifers, 0.50 for intermittent rivers and 0.25 for perennial rivers in rocky aquifers. In practice, these baseline flow values can be obtained by tracer elements (Zhang et al. 2002; Eckhardt 2008) or alternative separation methods based on hydrograph behavior (Collischonn and Fan 2013).

This low-pass filtration of the stream attenuates the hydrograph proportional to the long-term relationship of the base flow to the total flow, which is represented by the parameter  $BFI_{max}$ . The rapid mobilization of base flow, typical in small catchments (Kirchner, 2003, Neal and Rosier, 1990; Buttle, 1994, McDonnell 1990), can be captured by adjusting  $BFI_{max}$ , in advantage to other traditional techniques which seldom incorporate these information in the flow separation, such as the graphical method, making the Eckhardt filter (2005) a practical tool for separating flow in this cases.

Therefore, the objective of this study is to parameterize the Eckhardt filter in order to separate the flow of a small rural catchment characterized by rapid flow mobilization. For calibration, collected data of dissolved silica (DSi) will be used based on the concepts of mass balance. The present study also aims to validate alternative separation methods, including HYSEP with fixed interval (HYSEP<sub>IF</sub>) and sliding interval (HYSEP<sub>MI</sub>) (Sloto and Crouse, 1996) and backwards filter (Collischonn and Fan 2013) to estimate a BFI<sub>max</sub> value by the long period BFI for catchments with no prior data.

## 2. MATERIALS AND METHODS

The study was carried out in small catchment (1.2km<sup>2</sup>) named Lajeado Ferreira in Arvorezinha city, southern Brazil (Figure 1), which is located in the geomorphological unit known as Planalto Meridional (Stürmer et al., 2001). Its main features are shallow soils, slopes with short ramp lengths, steep reliefs, and high connectivity between slopes and the drainage network. The amplitude of the dimensions is approximately 150m with a maximum of 728m and a minimum of 584m.

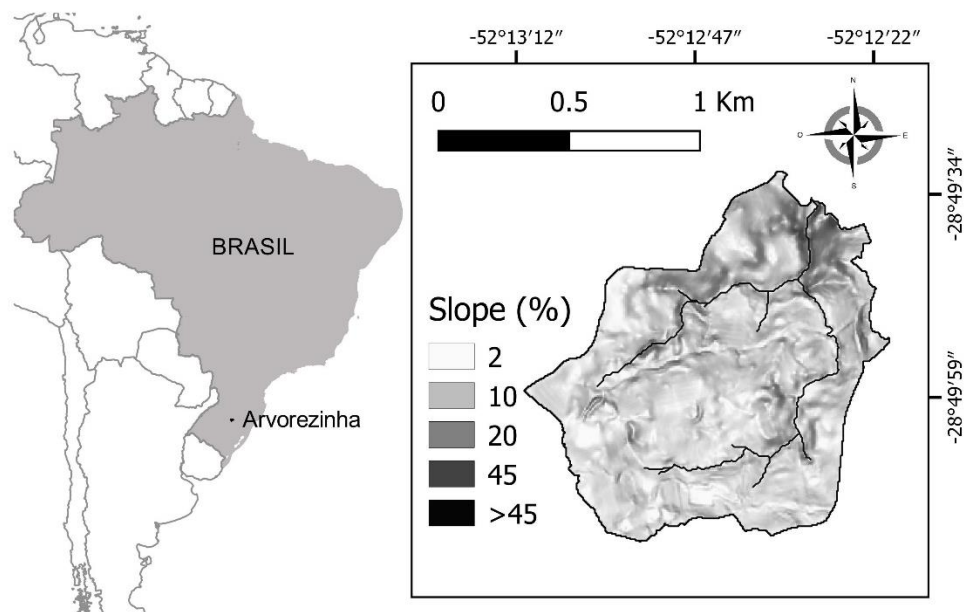


Figure 1: location of the study area.

The catchment has three soil types: Acrisols (60%), Leptosols (33%) and Cambisols (7%). The catchment is primarily rural with the predominance of agriculture (49%) in which tobacco and grain production stand out (soybean and corn), in addition to forests (41%) and pastures (10%). Rainfall in the region is well distributed throughout the year, and there is no well-defined dry season due to the transitive climate. The climate is defined as subtropical humid with longitudinal variation of average temperatures (Rossato, 2011). However, the period from September to November typically has the most intense and highest volume of rainfall (Ramon et al., 2017). The catchment has been the subject of numerous studies of hydrological processes with the purpose of describing and modeling erosive processes at catchment scale (Moro, 2014, Barros et al. 2014, Barros, 2016, Ramon et al., 2017, Uzeika et al., 2012, Minella

and Merten, 2012). Moreover, some studies have suggested that base flow is very influential in the hydrological kinetics of the catchment and, consequently, in the high uncertainty of estimating surface flow, which is fundamental for defining the magnitude of disaggregation by the flow and transportation of particles to the channel. Considering this problem, Barros (2016) explored the complexity of flow separation and subsurface dynamics. By using DSi in the catchment, the author could verify that the dynamics of the subsurface flows quickly mobilized and strongly acted in hydrological processes.

In the present study, the separation techniques evaluated were applied from January 2010 to December 2016. Precipitation was measured in pluviometers and rain gauges installed in the catchment. Flow data were obtained from a Parshall flume with a pressure level sensor. Both variables were obtained in a sampling interval of 10 minutes. Catchment concentration time is estimated at 40 minutes and complete hydrograph recession occurs after at least 12 hours. The series used, which had a small sampling and continuity interval, enabled the verification of the complexity of the surface and underground dynamics of the Lajeado Ferreira catchment since it can reliably record rapid rises in water level and periods of complete recession of the hydrograph. The monitoring period of the series supports similar studies of the climatic complexity of the region in regards to the rapid mobilization of surface processes, with 206 events registered with maximum flow of small magnitudes ( $4.4 \text{ l.s}^{-1}$ ) to large magnitudes (up to  $4379 \text{ l.s}^{-1}$ ). In addition to monitoring precipitation and flow, the results obtained by Barros (2016), which obtained flow samples during significant rain-flow events (Table 1), were used to measure DSi at strategic points in the hydrograph, including pre-event, peaks and recessions. In order to separate flow using tracers, concentrations of conservative elements can be inserted in Equation 5 to establish the mass balance equation:

$$q \cdot ct = qb \cdot cb + qs \cdot cs \quad (5)$$

Being  $ct$  the total concentration,  $cb$  the concentration at base flow and  $cs$  the concentration at the surface flow during the rainfall event of the non-reactive element.

Dissolved silica behavior is analyzed based on the assumption that the share of surface flow has a very low DSi value, which is considered zero. Thus, base flow ( $Qb$ ) is calculated according to the mass balance equation (5) rewritten in the format of Equation 6:

$$qb = q \cdot \frac{Sid_t}{Sid_b} \quad (6)$$

Being  $q$  the total flow,  $Sid_t$  the total dissolved silica concentration, and  $Sid_b$  the value of dissolved silica observed in the base flow period, which is usually before the flow rises or after complete recession. The characteristics of the events with the DSi values sampled are in Table 1, being  $Q_{max}$  the maximum observed flow,  $Q_{min}$  the minimum flow, BFI the base flow index,  $P_t$  the total precipitation,  $M_i$  the mean intensity in the

event period, and the event duration in hours. Dissolved silica collection events with more than one precipitation event (12-hour difference) were separated by showing the precipitation variables (Pt, Mi, duration) in the following separate lines.

Table 1: DSi collection events.

Event No.	Date	Number of samples	Qmax (l.s <sup>-1</sup> )	Qmin (l.s <sup>-1</sup> )	BFI	Pt (mm)	Mi (mm.h <sup>-1</sup> )	Duration (h)
1	07/17/2011	17	3367.09	54.9	0.45	24.50	1.60	15.31
						127.45	5.60	22.76
2	10/01/2011	7	54.9	15.06	0.62	17.07	2.50	6.83
3	07/06/2012	9	504.24	48.12	0.64	97.15	3.22	30.17
4	08/26/2012	4	33.25	25.55	0.88	48.00	1.12	42.86
5	09/09/2012	7	33.25	24.51	0.83	27.99	2.51	11.15
6	03/12/2013	16	235.57	34.41	0.71	31.6	2.26	13.98
7	09/23/2013	12	565.97	41.68	0.50	47.15	3.58	13.17
8	10/26/2013	14	463.55	114.72	0.64	38.90	1.43	27.20
						36.35	3.41	10.66
9	03/19/2014	3	125.9	52.15	0.93	38.95	1.76	22.13
10	07/23/2014	19	1034.5	62.02	0.61	83.32	4.10	20.32
11	07/07/2015	14	536.398	80.3686	0.55	32.37	3.08	10.51
						52.92	0.99	53.45
12	07/12/2015	28	562.657	48.12	0.59	9.14	2.28	4.01
						18.46	2.22	8.32
						57.38	3.25	17.66
						13.12	0.55	23.85
						16.09	1.56	10.31

Source: Barros (2016)

The application of the flow separation filter was performed first by parameterizing the recession curve. For this, the method proposed by Eckhardt (2008) was employed. It consists of selecting all recessions of the fluvio-metric data series and calculating the recession parameter  $a$  using Equation 3. Similar to the studies by Brutsaert and Nieber (1979), Zhang et al. (2013), and Stewart (2015), the intra-event period is characterized by a rapid recession recorded in the first declines, and a slow recession of long period. The rapid mobilization of underground flow is a notorious characteristic in small catchments, and hence it is admissible that the most influential flow rate in the process is rapid mobilization. For the case study, parameterization using rapid recessions was used.

The BFI values calculated by separating DSi in Table 1 are used as reference to understand the magnitude of subsurface flow of the catchment through tracer behavior, thus exposing the base flow dynamics in relation to different conditions and magnitudes. Notably, BFI determined with less than five years of data are considered preliminary (Gustard, Bullock and Dixon, 1992). Regarding the low representativeness of the DSi series, rather than adopting the largest estimated BFI value (Table 1), such as the BFI<sub>max</sub> value, which was calibrated by means of a comparison between the

underground flow observed by the DSi data ( $qb_{i_{sid}}$ ) and the filtered data ( $qb_{i_{Eck}}$ ). For this, a computational routine was developed by continuously varying the BFI<sub>max</sub> value between the values observed in the series of Table 1 ( $0.45 \leq \text{BFI}_{\text{max}} \leq 0.93$ ) until establishing the parameters that result in root-mean-square deviation (RMSD).

Since BFI<sub>max</sub> is normally dependent on separation by tracer sampling, it must be determined indirectly. To compute BFI<sub>max</sub> indirectly, the retroactive filter presented by Collischonn and Fan (2013) and HYSEP fixed-interval and sliding-interval methods (Sloto and Crouse, 1996) were employed.

The Collischonn and Fan (2013) filter is referenced as an alternative for flow separation using the hydrograph recession parameter ( $a$ ) to calculate flow before this period using Equation 3 rewritten according to Equation 7.

$$qb_{i-1} = \frac{qb_i}{a} \quad (7)$$

In order that  $qbi$  is calculated by implementing Equation 7 with the recession parameter on the data for each time interval under the condition that  $qbi < qi$ , if this condition is not met, then  $qb = qi$ . Since they correlate well with daily data separation (Eckhardt, 2008), HYSEP will be used as an alternative method. These filters are applied in a reading about the series using an analysis interval ( $N$ ). For daily data, the value of  $N$  represents the peak time and is obtained with empirical formulations. The methods applied in daily catchments use the value of  $2 \cdot N$  to select as an analysis interval, of at least, one rise and one recession of the hydrograph. For the small catchment of the present study, the aim is to represent at least one recession value and one rise value in order to separate flow, thus, the value of the interval used is the average time of rapid recession (8 hours). Next, HYSEP fixed-interval (HYSEP<sub>FI</sub>) and sliding-interval (HYSEP<sub>SI</sub>) were applied using the 8-hour analysis interval.

The BFI values indirectly calculated by the retroactive filter and HYSEP were compared with the BFI values of the events in an attempt to observe parameter behavior in different seasonal conditions. Additionally, the BFI value computed for all events of the series by the alternative methods will be checked with the calibrated BFI<sub>max</sub> value for DSi data.

In this manner, we aim to separate flow at the Lajeado Ferreira catchment using the Eckhardt filter calibrated with DSi data and develop alternatives to determine parameterization in cases of tracer data shortage.

### 3. RESULTS AND DISCUSSION

The parameterization of the recession curve (Figure 2) using the linear regression model between the recession flows resulted in a value of  $a = 0.91$ . The graph does not show exponential behavior, which indicates good linear relationship between base flows.

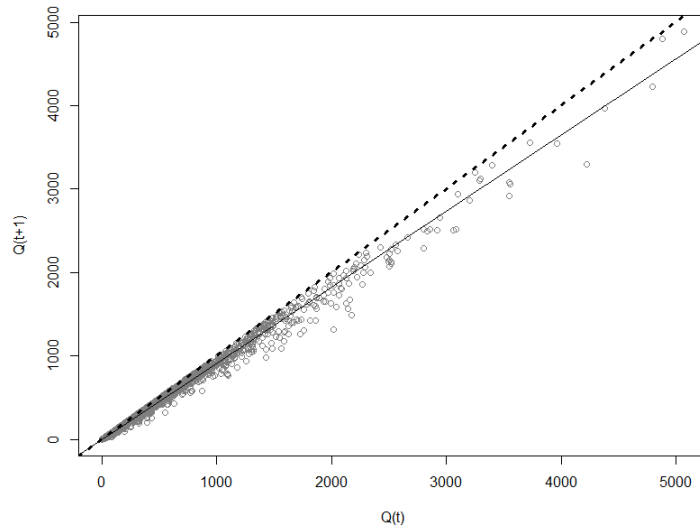


Figure 2: Parameterization of the recession curve.

The purpose of this step was to calculate the parameter that represents rapid recession, which was observed, in average, in the first 8 hours of recession. For the long period recession, the calculated value was 0.97. The value calculated by the linear model was lower than by other authors (Stewart, 2015; Eckhardt 2008), although still in agreement with Zhang et al., (2013).

Application of the computational routine within the observed data range (0.45 to 0.93) determined a BFI<sub>max</sub> value of 0.68 with an RMSD of 9.66. The estimated BFI<sub>max</sub> value closely resembles the value reported in studies of small catchments, such as by Zhang (2012) (BFI<sub>max</sub>=0.62 for a 14.5km<sup>2</sup> size catchment with shallow soils) and Stewart (BFI<sub>max</sub>=0.69 for a 2.18 km<sup>2</sup> size catchment with soil depths ranging from 0.5 to 3m formed by poorly drained sedimentary material). Additionally, the BFI<sub>max</sub> value is very close to most values demonstrated by Eckhardt (2008) in 65 catchments of the United States of America.

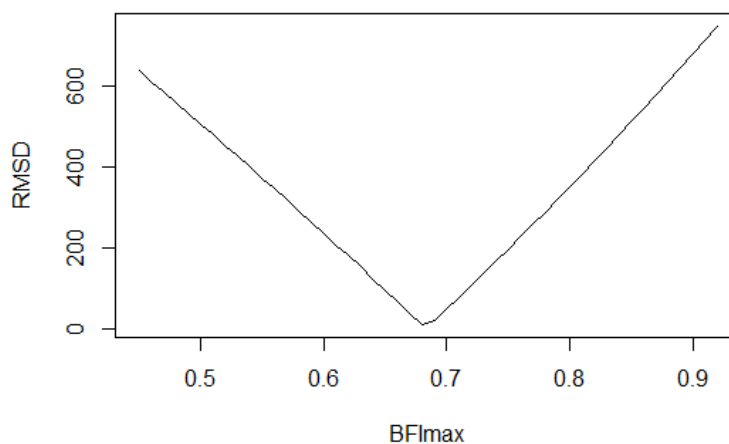


Figure 3: RMSD for the different BFI<sub>max</sub> values tested in the routine.

The BFI<sub>max</sub> is a representative value of long period BFI. This indicates that, in general, the proportion of base flow to total flow is close to 70% in the event period.



The physical conditions that influence BFI are predominantly justified by soil characteristics (Tague and Grant, 2004). However, it is important to note that there is no relationship between BFI and geological permeability, but rather a moderate relationship between BFI and soil sand concentration (Santhi et al., 2008; Beck et al., 2013). Nevertheless, BFI is not strictly justified by soil parameters and can be described by climate, vegetation and geomorphological factors, which were influential for calculating BFI in southern Europe (Schneider et al., 2007).

The differences between the BFI values presented in Table 1 and the calculated BFI<sub>max</sub> suggest that the magnitude of underground flow can vary and due to several pre-event conditions, evapotranspiration and precipitation intensities. The data indicate that events where the maximum flow exceeds 500 l.s<sup>-1</sup>, which are due to expressive intensities (above 3mm.h<sup>-1</sup> in the rainy period of the event) and large accumulated precipitations (above 50mm) have higher surface flow and lower BFI. In general, accumulated precipitation is observed and intensities favor the occurrence of low BFI values as well as soil moisture resulting from previous precipitation events (Events 1, 8 and 12). Eckardt (2008) and Zhang et al. (2013) observed seasonal conditions of BFI that presented slightly different values between different seasons of the year. The BFI values can also be explained by coverage conditions, since approximately 60% of the area of the catchment is destined to agriculture and has seasonal variability of the coverage defined by land use and management.

Thus, the calculated value of the parameter may lead to an overestimation of base flow for extreme events (Event 1, Table 1, Figure 3a) and underestimation of small events (Events 4, 5 and 9 - Figures 3b to 3d) . Notably, events with few DSI points and smaller magnitudes, such as Events 4, 5 and 9, express poorly detailed separation in addition to the high concentration of solute that can be linked to the amount of rain infiltrated being very small in comparison with the total water of the soil or the aquifer. This makes water solute concentrations of the outlet flow very similar to those of pre-event soil water, as observed by (Brassard et al., 2000 and Landon et al., 2000).

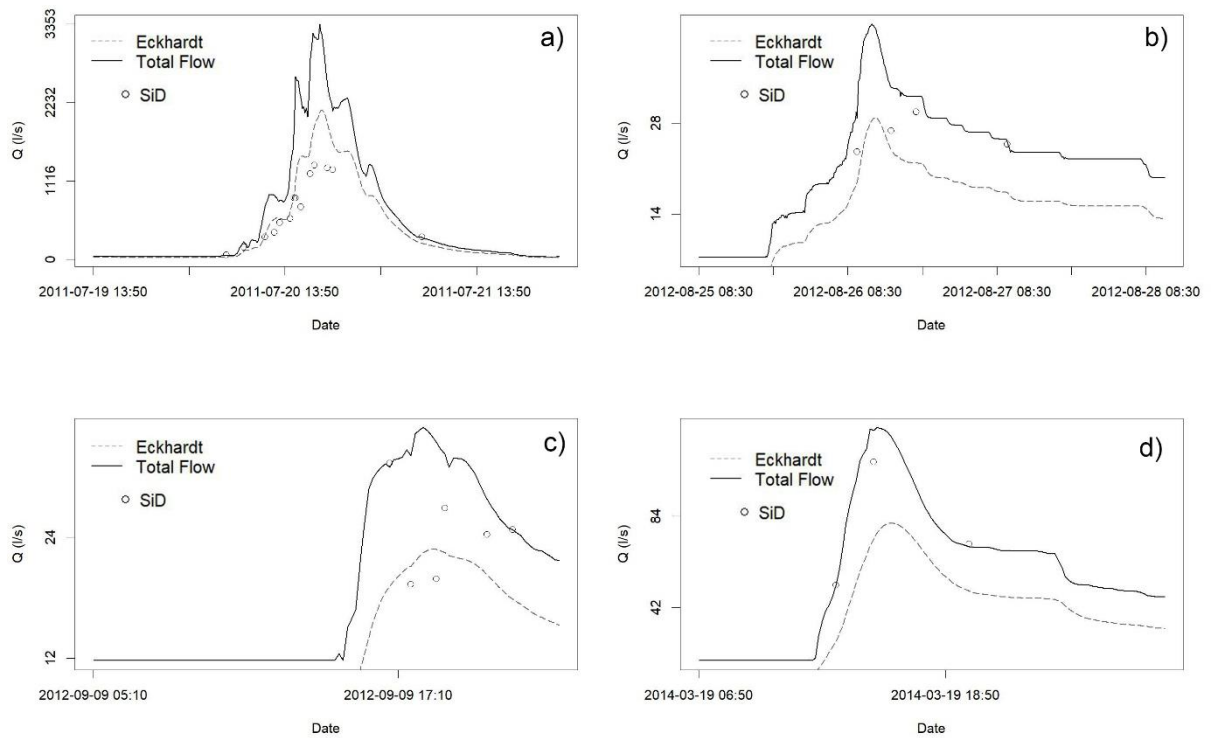


Figure 3: Flow separation for Events 1 (a), 44 (b), 5 (c) and 9 (d).

Events 2 (Figure 4a), 3 (Figure 4b), 6 (Figure 4c), 7 (Figure 4d), 8 (Figure 4e), 10 (Figure 4f), 11 (Figure 4g) and 12 presented good adjustment with the determined value.

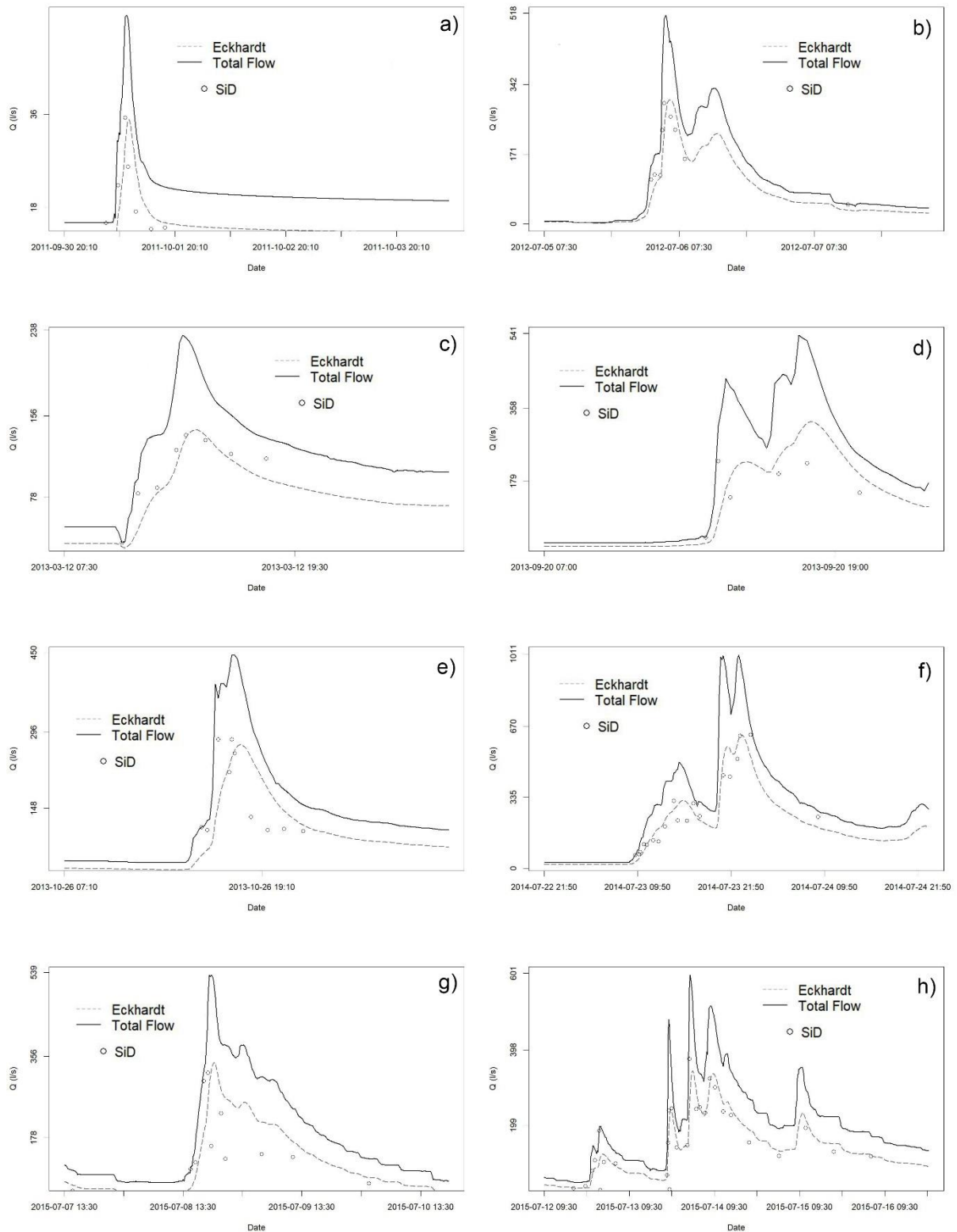


Figure 4: Flow separation for Events 2 (a), 3 (b), 6 (c), 7 (d), 8 (e), 10 (f) and 11 (g) and 12 (h) using the Eckhardt filter in comparison with flow separation using DSi.

In this manner, it is clear that the Eckhardt (2005) filter is efficient in separating flow in the small catchment of the present study, as seen in the relation between the observed DSi flow and calculated Eckhardt flow values (Figure 5).

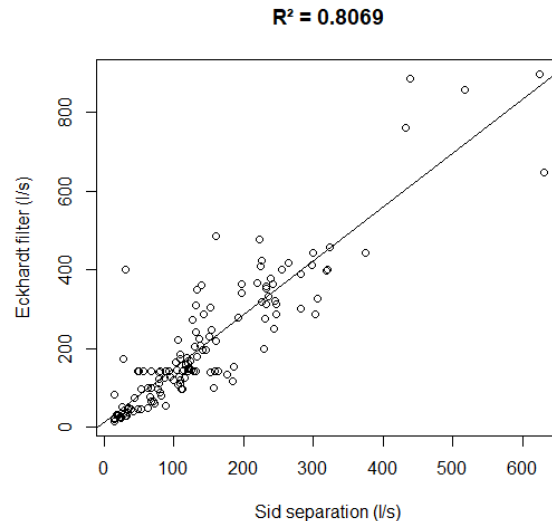


Figure 5: Comparison between subsurface flows calculated by DSI and the Eckhardt filter.

In the cases of no tracer data, retroactive filtering methods (Collischonn and Fan, 2013) and HYSEP have proven to be promising in the literature for computing the BFI of each event. However, in the studied catchment, the method proposed by Collischonn and Fan (2013) overestimated the BFI value, in which values above 0.99 were observed (not shown). This denotes that the retroactive filter may not be an efficient BFI estimator for small catchments, mainly due to the low value of  $\alpha$  ( $\sim 0.91$ ), which indicates large amplitudes between flows in the recession, divergent from values observed by Collischonn and Fan (2013) with  $\alpha > 0.98$ .

When the HYSEP method was applied with a minimum analysis interval of 8 hours, the BFI estimation by the fixed interval method ( $BFI_{HYSEP FI}$ ) proved to be more effective than by sliding interval ( $BFI_{HYSEP SI}$ ) (Table 4). However, when several peaks form the hydrograph, HYSEP was not necessary to determine BFI (Events 7 and 12 - Figure 6). Therefore, although the BFI value calculated by  $BFI_{HYSEP SI}$  proved to be better than the  $BFI_{HYSEP FI}$  value in comparison with  $BFI_{DSi}$ , HYSEP did not reliably compute all events. This is because it is dependent on the hydrograph format, which does not allow BFI analysis for different hydrological and seasonal conditions.

Table 4: BFI calculated by HYSEP sliding interval and fixed interval.

Event	$BFI_{DSi}$	$BFI_{HYSEP SI}$	$BFI_{HYSEP FI}$
1	0.45	0.43	0.19
2	0.62	0.67	0.69
3	0.64	0.62	0.42
4	0.88	0.87	0.79
5	0.83	0.57	0.66
6	0.71	0.50	0.64
7	0.50	0.26	0.43
8	0.64	0.33	0.36
9	0.93	0.48	0.47
10	0.61	0.54	0.50
11	0.55	0.79	0.63
12	0.59	0.78	0.70

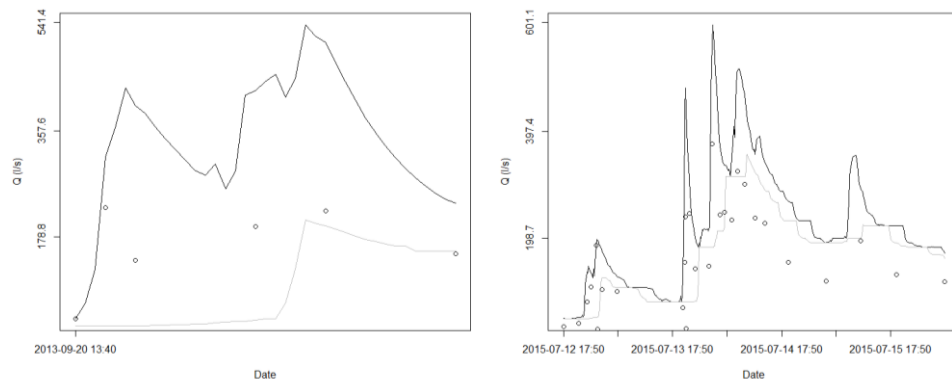


Figure 6: Flow separation for Events 7 and 12 using HYSEP SI. The points represent the flow calculated by DSi. The gray line represents HYSEP SI.

Applying HYSEP to all events in the series (from 2010 to 2016) resulted in a BFI estimation by  $\text{HYSEP}_{\text{FI}}$  of 0.57 and  $\text{HYSEP}_{\text{SI}}$  of 0.62, which are lower than the best value calculated ( $\text{BFI}_{\text{max}}=0.68$ ). In this manner, HYSEP did not allow the analysis of BFI for events. The estimated BFI value for long periods was inadequate. It is important to note that the minimum analysis time (N) for the method in small catchments is uncertain because of the shape of a hydrograph with large amplitudes and since the value of N is sensitive.

The base flow of the study catchment features rapid mobilization, which is a standard feature in the literature. In any case, calibrating filters makes reproducing DSi behavior possible for the given conditions, enables further analysis of DSi for the whole series and is an effective separator. Nevertheless, validation requires more representative sampling since the tracer was not sampled for a long period of time and for the diverse hydrological and seasonal conditions of the catchment. In this manner, low cost conservative elements, such as electrical conductivity (Zhang et al., 2013), may be practical forms of obtaining such information.

#### 4. CONCLUSION

The parameterization of the Eckhardt filter proved to a promising tool for separating flow. It resulted in RMSD of 9.66 and an  $R^2$  of 0.81 in the linear relation between what was observed and calculated from DSi concentration analysis for the Lajeado Ferreira catchment. Nevertheless, we observed there may be underestimation for low magnitude events (Figure 1b, 1c and 1d) and overestimation of underground flow for larger events (Figure 1a), which indicates variation of surface components over these conditions and that other variables should be included in the model for better flow representation. Obtaining BFI using retroactive filter methods and HYSEP are not reliable for the indirect determination of  $\text{BFI}_{\text{max}}$ , which is due to the low value of  $\alpha$  observed in small catchments and the hydrograph format. Notwithstanding, further studies and data on conservative elements are recommended for more definitive conclusions to be made.

## References

- Aksoy, H., & Wittenberg, H. (2011). Nonlinear baseflow recession analysis in watersheds with intermittent streamflow. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques*, 56(2), 226-237.
- Arnold, J. G., & Allen, P. M. (1999). Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 35(2), 411-424.
- Barros, C. Barros, C. A. P., Minella, J. P. G., Dalbianco, L., & Ramon, R. (2014). Description of hydrological and erosion processes determined by applying the LISEM model in a rural catchment in southern Brazil. *Journal of Soils and Sediments*, 7(14), 1298-1310.
- Barros, C. Barros, C. A. P. D. (2012). Comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica rural utilizando técnicas de monitoramento e modelagem.
- Barros, C. Barros, C. A. P. D. (2016). Dinâmica dos escoamentos na modelagem da produção de sedimentos em uma pequena bacia rural (Doctoral dissertation, Universidade Federal de Santa Maria).
- Brassard, P., Waddington, J.M., Hill, A.R., Roulet, N.T., 2000. Modelling groundwater–surface water mixing in a headwater wetland: implications for hydrograph separation. *Hydrol. Process.* 14, 2697–2710.
- Beck, H. E., Dijk, A. I., Miralles, D. G., Jeu, R. A., McVicar, T. R., & Schellekens, J. (2013). Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. *Water Resources Research*, 49(12), 7843-7863.
- Brooks, J. R., Barnard, H. R., Coulombe, R., & McDonnell, J. J. (2010). Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate. *Nature Geoscience*, 3(2), 100.
- Buttle JM. 1994. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography* 18: 16–41.
- Buttle JM, Vonk AM, Taylor CH. 1995. Applicability of isotopichydrograph separation in a suburban basin during snowmelt. *Hydrological Processes* 9: 197–211.
- Brutsaert, W., & Nieber, J. L. (1977). Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, 13(3), 637-643.
- Burns DA, McDonnell JJ, Hooper RP, Peters NE, Freer JE, Kendall C, Beven K. 2001. Quantifying contributions to storm runoff through end-member mixing analysis and hydrologic measurements at the Panola Mountain Research Watershed (Georgia, USA). *Hydrological Processes* 15: 1903–1924.
- Cerdà, A. (2001). Effects of rock fragment cover on soil infiltration, interrill runoff and erosion. *European Journal of Soil Science*, 52(1), 59-68.
- Cey, E. E., Rudolph, D. L., Parkin, G. W., & Aravena, R. (1998). Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada. *Journal of Hydrology*, 210(1), 21-37.
- Chapman, T. G. (1991). Comment on “Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses” by RJ Nathan and TA McMahon. *Water Resources Research*, 27(7), 1783-1784.

- Chapman, T. G., & Maxwell, A. I. (1996). Baseflow separation-comparison of numerical methods with tracer experiments. In *Hydrology and Water Resources Symposium 1996: Water and the Environment; Preprints of Papers* (p. 539). Institution of Engineers, Australia.
- Chen, F., Fang, N., & Shi, Z. (2016). Using biomarkers as fingerprint properties to identify sediment sources in a small catchment. *Science of the Total Environment*, 557, 123-133.
- Buttle JM. 1994. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography* 18: 16–41.
- Collischonn, W., & Fan, F. M. (2013). Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. *Hydrological Processes*, 27(18), 2614-2622.
- Dalbiano, L. (2009). VARIABILIDADE ESPACIAL E ESTIMATIVA DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-HÍDRICA DE UMA MICROBACIA HIDROGRÁFICA RURAL (Doctoral dissertation, Dissertação (mestrado)).
- Dewalle, D. R., Swistock, B. R., & Sharpe, W. E. (1988). Three-component tracer model for stormflow on a small Appalachian forested catchment. *Journal of Hydrology*, 104(1-4), 301-310.
- Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological processes*, 19(2), 507-515.
- Eckhardt, K. (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352(1), 168-173.
- Fritz, P., Cherry, J. A., Weyer, K. U., and Sklash, M. G. (1976) Storm runoff analysis using environmental isotopes and major ions, in IAEA Publis. *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*. (Proc. Adv. Group Meeting, 1975), Vienna, pp. 111–131.
- Flynn, R. M., Deakin, J., Archbold, M., Cushnan, H., Kilroy, K., O'Flaherty, V., & Misstear, B. D. (2016). Using microbiological tracers to assess the impact of winter land use restrictions on the quality of stream headwaters in a small catchment. *Science of the Total Environment*, 541, 949-956.
- Furey, P. R., & Gupta, V. K. (2001). A physically based filter for separating base flow from streamflow time series. *Water Resources Research*, 37(11), 2709-2722.
- Gazis, C., & Feng, X. (2004). A stable isotope study of soil water: evidence for mixing and preferential flow paths. *Geoderma*, 119(1-2), 97-111.
- Gonzales, A. L., Nonner, J., Heijkers, J., & Uhlenbrook, S. (2009). Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(11), 2055-2068.
- Gray, D. M., 1973. *Handbook on the Principals of Hydrology*. Water Information Center, Inc., Prot Washington, NY: pp. 558.
- Gustard, A., Bullock, A., Dixon, J. M.. 1992. *Low flow estimation in the United Kingdom*. Wallingford, Institute of Hydrology, 88pp. (IH Report No.108).
- Hino, M., & Hasebe, M. (1986). Separation of a storm hydrograph into runoff components by both filter-separation AR method and environmental isotope tracers. *Journal of Hydrology*, 85(3-4), 251-264.

Hooper, R. P. and Shoemaker, C. A. (1986) A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation, *Water Resour. Res.* 22, 1444–1454.

Hugenschmidt, C., Ingwersen, J., Sangchan, W., Sukvanachaikul, Y., Duffner, A., Uhlenbrook, S., & Streck, T. (2014). A three-component hydrograph separation based on geochemical tracers in a tropical mountainous headwater catchment in northern Thailand. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 525-537.

Kirchner, J. W. (2003). A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes*, 17(4), 871-874.

Landon, M.K., Delin, G.N., Komor, S.C., Regan, C.P., 2000. Relation of pathways and transit times of recharge water to nitrate concentrations using stable isotopes. *Ground Water* 38, 381–395.

Linsley, R. K., Kohler, M. A., & Paulhus, J. L. (1949). *Applied hydrology*. The McGraw-Hill Book Company, Inc.; New York.

Lyne, V., & Hollick, M. (1979, September). Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. In *Institute of Engineers Australia National Conference* (Vol. 1979, pp. 89-93).

Matsubayashi U, Velasquez GT, Takagi F. 1993. Hydrograph separation and flow analysis by specific electrical conductance of water. *Journal of Hydrology* 152: 179–199. DOI:10.1016/0022-1694(93)90145-Y

McDonnell, J. J. (1990). A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, 26(11), 2821-2832.

Medellín-Azuara, J., Harou, J. J., Olivares, M. A., Madani, K., Lund, J. R., Howitt, R. E., ... & Zhu, T. (2008). Adaptability and adaptations of California's water supply system to dry climate warming. *Climatic Change*, 87, 75-90.

Minella, J. P. G., & Merten, G. H. (2012). Índices topográficos aplicados à modelagem agrícola e ambiental. *Ciência Rural*, 42(9).

Moro, M. Avaliação do modelo LISEM na simulação dos processos hidrossedimentológicos de uma pequena bacia rural localizada nas encostas basálticas do Rio Grande do Sul. 2011. 123 p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011

Mortatti, J., Probst, J. L., and Ferreira, J. R. (1992) Hydrological and geochemical characteristics of the Jamari and Jiparana river basin (Rondonia, Brazil), *Geojournal* 26(3), 287–296.

Mortatti, J., Salati, E., Victoria, R. L., and Ribeiro, M. N. G. (1985) Analysis of the Isotopic behaviour of hydrogen and oxygen of water in the main channel of the river Solimoes/Amazon. *Mitt. Geol.-Palaont. Inst. Univ. Hamburg*, 58, 259–266.

Müller, K., Deurer, M., Hartmann, H., Bach, M., Spittler, M., & Frede, H. G. (2003). Hydrological characterisation of pesticide loads using hydrograph separation at different scales in a German catchment. *Journal of Hydrology*, 273(1), 1-17.

Nash, J. E. (1957). The form of the instantaneous unit hydrograph. *International Association of Scientific Hydrology, Publ*, 3, 114-121.



- Nathan, R. J. and T. A. McMahon, 1990. Evaluation of Automated Techniques for Baseflow and Recession Analysis. *Water Resources Research* 26(7):1465-1473.
- Neal C, Christophersen N, Neale R, Smith CJ, Whitehead PG, Reynolds B. 1988. Chloride in precipitation and streamwater for the upland catchment of the River Severn, mid-Wales: some consequences for hydrochemical models. *Hydrological Processes* 2: 155–165
- Neal, C., Robson, A., Reynolds, B., and Jenkins, A. (1992) Prediction of future short-term stream chemistry - a modelling approach, *J. Hydrol* 130(1–4), 87–103.
- Neal C, Rosier PTW. 1990. Chemical studies of chloride and stable oxygen isotopes in 2 conifer afforested and moorland sites in the British uplands. *Journal of Hydrology* 115: 269–283.
- Nejadhashemi AP, Shirmohammadi A, Montas HJ. 2003. Evaluation of streamflow partitioning methods. Paper No.032183 In ASAE Annual International Meeting, St. Joseph Mo ed.: Las Vegas, Nevada, USA.
- Nord, G., & Esteves, M. (2005). PSEM\_2D: A physically based model of erosion processes at the plot scale. *Water resources research*, 41(8).
- Ogunkoya, O. O., & Jenkins, A. (1993). Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation model. *Journal of Hydrology*, 142(1-4), 71-88.
- Pettyjohn, W.A., and Henning, Roger, 1979, Preliminary estimate of ground-water recharge rates, related streamflow and water quality in: Ohio State University Water Resources Center Project Completion Report Number 552, 323 p.
- Poff, N. L., Allan, J. D., Bain, M. B., Karr, J. R., Prestegard, K. L., Richter, B. D., ... & Stromberg, J. C. (1997). The natural flow regime. *BioScience*, 47(11), 769-784.
- Ramon, R., Minella, J. P., Merten, G. H., de Barros, C. A., & Canale, T. (2017). Kinetic energy estimation by rainfall intensity and its usefulness in predicting hydrosedimentological variables in a small rural catchment in southern Brazil. *Catena*, 148, 176-184.
- Rutledge AT. 1998. computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow data: update. US Geological Survey, Water Resources Investigations Report 98–4148.
- Santhi, C., P. M. Allen, R. S. Muttiah, J. G. Arnold, and P. Tuppad (2008), Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions, *J. Hydrol.*, 351, 139–153.
- Schneider, M. K., Brunner, F., Hollis, J. M., & Stamm, C. (2007). Towards a hydrological classification of European soils: preliminary test of its predictive power for the base flow index using river discharge data. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11(4), 1501-1513.
- Shakesby, R.A., Doerr, S.H., Walsh, R.P.D., 2000. The erosional impact of soil hydrophobicity: Current problems and future research directions. *Journal of Hydrology* 231–232, 178–191.
- Stürmer, S. L. K., Dalmolin, R. S. D., de Azevedo, A. C., de Araújo Pedron, F., & Menezes, F. P. (2009). Relação da granulometria do solo e morfologia do saprolito com a infiltração de água em Neossolos Regolíticos do rebordo do Planalto do Rio Grande do Sul. *Ciencia rural*, 39(7), 2057-2064.
- Sloto, R. A., & Crouse, M. Y. (1996). HYSEP, a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. US Department of the Interior, US Geological Survey.

- Stewart, M. K., Mehlhorn, J., & Elliott, S. (2007). Hydrometric and natural tracer (oxygen-18, silica, tritium and sulphur hexafluoride) evidence for a dominant groundwater contribution to Pukemanga Stream, New Zealand. *Hydrological Processes*, 21(24), 3340-3356.
- Su, N. (1995). The unit hydrograph model for hydrograph separation. *Environment International*, 21(5), 509-515.
- Szilagyi, J., & Parlange, M. B. (1998). Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. *Journal of Hydrology*, 204(1-4), 251-260.
- Tan, S. B., Lo, E. Y. M., Shuy, E. B., Chua, L. H., & Lim, W. H. (2009). Hydrograph separation and development of empirical relationships using single-parameter digital filters. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(3), 271-279.
- Tague, C., & Grant, G. E. (2004). A geological framework for interpreting the low-flow regimes of Cascade streams, Willamette River Basin, Oregon. *Water Resources Research*, 40(4).
- Uhlenbrook, S., Roser, S., & Tilch, N. (2004). Hydrological process representation at the meso-scale: the potential of a distributed, conceptual catchment model. *Journal of Hydrology*, 291(3), 278-296.
- Uzeika, T., Merten, G. H., Minella, J. P., & Moro, M. (2012). Use of the SWAT model for hydro-sedimentologic simulation in a small rural watershed. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 36(2), 557-565.
- Vogel, R. M., & Kroll, C. N. (1996). Estimation of baseflow recession constants. *Water resources management*, 10(4), 303-320.
- Neal C, Rosier PTW. 1990. Chemical studies of chloride and stable oxygen isotopes in 2 conifer afforested and moorland sites in the British uplands. *Journal of Hydrology* 115: 269–283.
- Yu, Z., & Schwartz, F. W. (1999). Automated calibration applied to watershed-scale flow simulations. *Hydrological Processes*, 13(2), 191-209.
- Wainwright, J. (1996). Infiltration, runoff and erosion characteristics of agricultural land in extreme storm events, SE France. *Catena*, 26(1), 27-47.
- Western, A. W., Zhou, S. L., Grayson, R. B., McMahon, T. A., Blöschl, G., & Wilson, D. J. (2004). Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 286(1), 113-134.
- Zecharias, Y. B., & Brutsaert, W. (1988). Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. *Water Resources Research*, 24(10), 1651-1658.
- Zhang, R., Li, Q., Chow, T. L., Li, S., & Danielescu, S. (2013). Baseflow separation in a small watershed in New Brunswick, Canada, using a recursive digital filter calibrated with the conductivity mass balance method. *Hydrological Processes*, 27(18), 2659-2665.

#### 4. DISCUSSÃO

O FDR de Eckhardt calibrado a partir dos dados do SiD permitiu separar com similaridade o comportamento de rápida mobilização apresentado na pequena Bacia do arroio Lajeado Ferreira, sendo uma hábil e potencial ferramenta para estudos hidrológicos da bacia e sugerido para outros estudos com essas características. Em particular, a utilização do parâmetro *BFImax* nesse método, parece ser um fator importante para simular com precisão as diferentes condições representativas de processos geomorfológicos de pequenas bacias.

A adaptabilidade produzida por esse parâmetro pode também fornecer observações relevantes em casos de novas condições ou propensões metodológicas que possam trazer novas percepções sobre a dinâmica das águas subterrâneas. Essas características podem justificar o uso desse filtro ter bons resultados em diversas situações. Entretanto, não foi possível, dentre as alternativas testadas, o cálculo desse parâmetro de maneira indireta pelos filtros de Collishonn e Fan (2012) e Sloto e Crouse (1996). A condição de pequena bacia declivosa, com processos rápidos e pequenos intervalos de amostragem impõem condições bastante diferenciadas às situações normalizadas de grandes bacias.

Em contraposição, os modelos de Chapman e Maxwell (1996) e Lyne e Hollick (1979) não apresentaram um bom ajuste com tendências de subestimativa. Os processos representados por estes modelos, normalmente típicos de grandes bacias, são diferentes dos encontrados na bacia do Lajeado Ferreira caracterizada pela rápida mobilização do escoamento subterrâneo.

Os dados derivados do estudo da dinâmica do SiD de Barros (2016) mostraram aptidão do SiD para caracterização do escoamento subterrâneo (entendido aqui como o subterrâneo propriamente somado à parcela do sub-superficial) em pequenas bacias. Contudo, como as observações de SiD são relativamente poucas e sujeitas a erros os resultados precisam ser comparados com outras fontes de informação. Uma vez que a utilização dos dados de SiD para separação do escoamento é proibitiva em condições normais em função dos custos e tempos para sua estimativa, modelos mais simples como os FDR podem ser utilizados nos casos mais gerais.

A separação do hidrograma pelos FDRs destacando o escoamento subterrâneo em equivalência ao observado pelo SiD é um ganho significativo para os estudos hidrológicos da bacia. Entretanto, ainda não é devidamente separado o escoamento

subsuperficial rapidamente mobilizado e a recarga do aquífero. Essa abordagem é simplificada, sendo que pode não contemplar na íntegra, a dinâmica hidrológica influenciada pelas condições geomorfológica de pequena bacia, porém necessária para verificar a influência do componente rápido na diluição dos sedimentos.

A verificação, entretanto, é uma tarefa difícil, sendo que os múltiplos caminhos que a água pode percorrer até a saída podem não ser bem representados em uma escala de bacia com expressiva heterogeneidade pedogeomorfológica. Como indicou Barros (2016), a composição arenosa superficial dos Argissolos da bacia e uma possível restrição da parte argilosa mais profunda podem gerar escoamentos preferenciais laterais. Além disso, a grande fração rochosa dos Neossolos da bacia é de pouca representatividade no escoamento da matriz do solo e sim no escoamento preferencial exercido pelos macroporos.

É importante ressaltar que a série de SiD de Barros (2016), utilizada na calibração e validação dos filtros, foram coletadas na perspectiva de evento e não observando toda a complexidade do traçador frente às diversas condições climatológicas dos eventos. O que denota a necessidade de novas investidas na determinação de traçadores para observações mais amplas visando validar o uso do FDR nas diferentes condições, determinar tendências sazonais. O conhecimento da dinâmica de elementos e propriedades conservativas, como o SiD e condutividade elétrica, fornecem informações sobre o ciclo de nutrientes. Então, as amostragens desses elementos podem ser produtivas para quantificar diferentes contribuintes no hidrograma, como o caso desse trabalho, e também prover informações da qualidade da água.

## 5. CONCLUSÃO

Dentre os modelos de FDR, apenas o filtro de Eckhardt (2005) teve aptidão para realizar as observações conforme o comportamento do SiD, os modelos de Lyne e Hollick (1979) e Chapman e Maxwell (1996) tiveram um comportamento semelhante entre si e ambos subestimaram o cálculo do escoamento subterrâneo.

O FDR de Eckhardt (2005) com os valores de parâmetros calculados é apto a separar o escoamento da Bacia Hidrográfica do arroio Lajeado Ferreira conforme a dinâmica de separação do traçador SiD, evidenciando a aptidão como separador para futuros estudos hidrológicos na bacia. Entretanto a parametrização do filtro de maneira indireta não foi alcançada por métodos alternativos testados.

## 6. RECOMENDAÇÕES

As experiências com esse trabalho relevam recomendações acerca da consistência de dados e separação de escoamento para pequenas bacias, como desenvolver protocolos de monitoramento e consistência de dados em bacias, especialmente para uso de dados de outras fontes como o MSWEP é uma necessidade frente a realidade da disponibilidade de dados da região sul do Brasil.

Para um melhor entendimento da separação do escoamento e dos processos hidrológicos, recomenda-se a coleta de séries contínuas. Por outro lado, em função do custo, devem analisar-se outros elementos como traçadores com uma amostragem mais barata e simplificada, como a análise da condutividade elétrica.

Recomenda-se ainda a realização de maiores análises em outras bacias e sob diferentes condições climáticas, geológicas, de uso e ocupação e pedológicas para dar maior generalidade aos resultados.

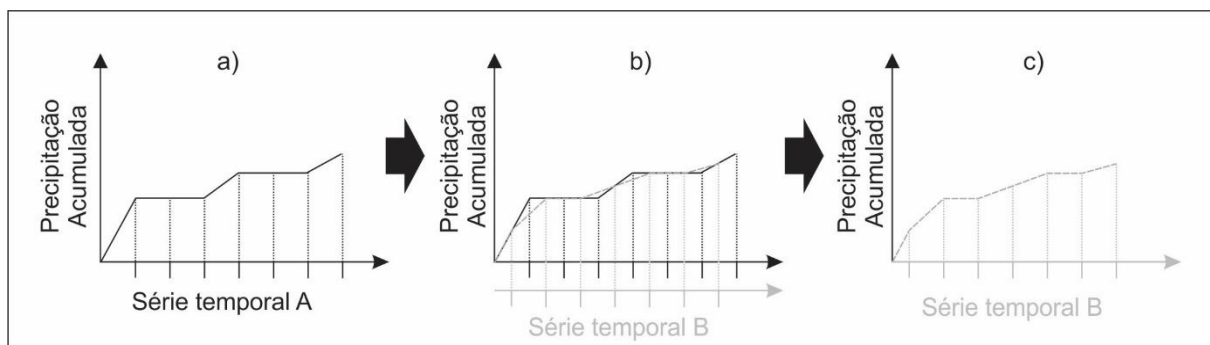
## APÊNDICE A

### AJUSTE TEMPORAL DA SÉRIE

O trabalho como um todo foi elaborado após um processo de ajuste temporal dos dados devido a diferenças de tempo de amostragem da precipitação e vazão em decorrência das mensurações automáticas do pluviógrafo registrar os dados nem sempre com um mesmo padrão temporal. Foi realizado a correção temporal com base na curva acumulada elaborada por meio de uma rotina computacional desenvolvida em ambiente R versão 3.3.1 (R CORE TEAM, 2013).

A rotina consiste na acumulação da precipitação e sua relação linear a uma série homogênea que é então desacomulada. Conforme a Figura 1a, é criada a curva acumulada de precipitação da série temporal original (Série temporal A) e após uma série temporal homogênea, com início definido e tempo de amostragem padrão de 10 minutos (Série temporal B), a qual é relacionada (interpolada linearmente) a curva da precipitação acumulada (Figura 1b). A curva acumulada resultante (Figura 1c) é desacomulada criando uma série de 10 minutos homogênea, com os períodos de falha devidamente distribuído.

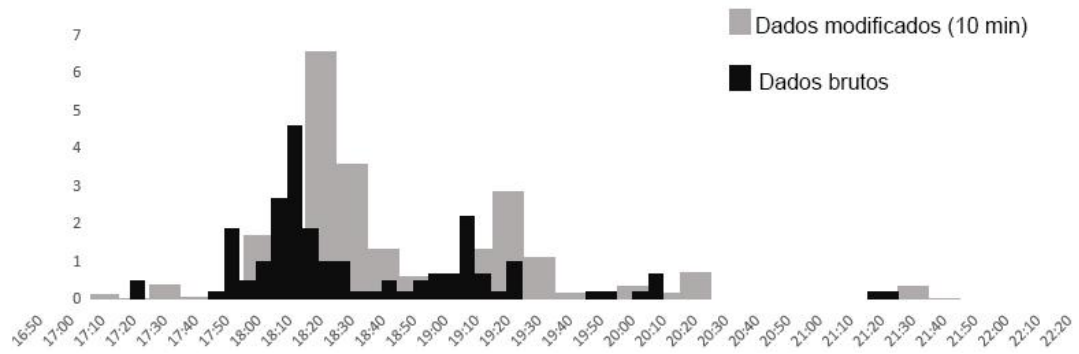
Figura 1 - Representação da interpolação da curva acumulada.



Fonte: autor.

Na Figura 2 pode-se observar o resultado da transformação para o dia 16/01/2010. É possível observar que há um pequeno deslocamento no pico da chuva e os valores maiores são atrelados ao maior período acumulado.

Figura 2 - Valores distribuídos no tempo para a série homogeneizada (10 min) e a série original (5 min).



Fonte: Autor.



## APÊNDICE B

### CONSISTÊNCIA DE DADOS DE PRECIPITAÇÃO EM PEQUENAS BACIAS UTILIZANDO PRODUTOS METEOROLÓGICOS

#### RESUMO

O processo tradicional de quantificação da precipitação depende do uso de pluviômetro ou pluviógrafo, que são equipamentos sujeitos a diversos problemas que vão desde o posicionamento inadequado do equipamento aos erros próprios do processo de obtenção de dados. Para minimizar tais erros é realizada a consistência dessas informações normalmente baseada na comparação de valores com dados confiáveis. Entretanto, nem sempre é possível formar um banco de dados consistidos para usar de base na comparação. A escassez de dados e a falta de consistência são empecilhos para compor uma estrutura de dados consolidados, especialmente para uma rede de monitoramento deficitária como a do Brasil. Esse artigo tem como objetivo discutir e analisar estratégias de consistência de dados de precipitação em pequenas bacias a partir de das informações obtidas na própria bacia, dados das estações pluviométricas da Agência Nacional das Águas (ANA) e Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e assim como de informações de bancos de dados de precipitação global, em particular, do denominado Precipitação Ponderada de Múltiplas Fontes (MSWEP). O estudo de caso foi realizado na bacia do arroio Lajeado Ferreira, típica de regiões com relevo ondulado do Rio Grande do Sul mostrando que os dados obtidos a partir dos produtos globais são uma alternativa para a consistência de precipitações, podendo ser obtidos resultados melhores que algumas das estações das instituições nacionais, uma vez que incluem análises de consistência regionais adicionais.

#### INTRODUÇÃO

A chuva é, sem dúvida, a componente mais importante do ciclo hidrológico, que, no entanto, é a que apresenta a maior variabilidade espacial em termos do balanço hídrico (Jimenez, 2011; Fensterseifer et al 2016, Bertoni e Tucci, 1993). Assim, verificar e consistir os dados é um processo importante para a correta caracterização do ciclo e evitar erros nas interpretações dos mesmos (Cassol e Gomes, 2011; Adeloje e Montaseri 2002; Bertoni e Tucci, 1993, Villiers, 1980, ANA, 2012). O

processo tradicional de quantificação da precipitação depende do uso de pluviômetro ou pluviógrafo, que são equipamentos sujeitos a diversos problemas que vão desde o posicionamento de equipamento aos erros próprios do processo de obtenção de dados (Kidder and Vonder Haar, 1995; Dahamsheh e Aksoy, 2007).

Entre os erros típicos que se observam no processo de aquisição dos dados de precipitação em pluviômetro (equipamento sem registro automático das informações) se incluem os erros próprios do equipamento, além dos induzidos pelo observador (Bertoni e Tucci, 1993). Entre os erros introduzidos pelo observador, que representa ação (ou omissão) humana, são característicos o preenchimento errado do valor na caderneta de campo, a soma errada do número de provetas e as estimativas do observador sem ter realizado a leitura. Há ainda problemas envolvendo o crescimento de vegetação ou outra obstrução próxima ao posto de observação e a falta de manutenção como um todo (Bertoni e Tucci, 1993).

Enquanto que são próprios do aparelho ignorar ou desconsiderar a água que umedece o aparelho e provetas, a danificação do equipamento, deformações que podem afetar o volume, inclinação do coletor, perdas por evaporação e o efeito do vento (WMO, 1989). O efeito do vento em torno do pluviômetro, pode alterar as medições numa faixa de 2% a 14.8% (Sevruk 1985; Sevruk e Hamon, 1984; Devine e Mekis, 2008; Nešpor e Sevruk, 1999) e em até 17.8% quando sujeito a grandes intensidades (Braga e Fernandes, 2007).

No caso de pluviógrafos, o erro humano é minimizado, mas inúmeros erros podem acontecer além dos já observados nos pluviômetros, como problemas mecânicos ou eletrônicos no registrador como, por exemplo, a não padronização das caçambas e o uso de uma calibração constante para estimativa da chuva tanto em alta como baixas intensidades (Niemczynowicz, 1986; Humphrey et al., 1997; Giuliani et al. 1997). Em particular, um erro muito comum ocorre durante as precipitações intensas, pois a cuba basculante muitas vezes não registra a precipitação por já se encontrar cheia. Em terrenos ondulados, efeitos orográficos e de sombreamento de relevo também devem ser incluídos na análise, podendo ocasionar erros de até 100% na medida tanto em pluviômetros como em pluviógrafos (Sharon et al. 1976; Villiers, 1980 Kidder and Vonder Haar, 1995; Dahamsheh e Aksoy, 2007).

A análise de consistência é assim, uma maneira de identificar não somente os erros de observações com base em diferentes fontes, mas também do deslocamento de postos e mudança de instrumentação, sendo, a sua complexidade,

uma tarefa difícil de ser automatizada (Donato et al. 2008; Kirstetter et al.,2010; Kirstetter et al. 2014). Os métodos usados para tal finalidade são a Ponderação Regional, Regressão Linear, Redes Neurais Artificiais, Vetor Regional e Curva Dupla Massa (CDM) (ANA, 2012; de Oliveira, et al., 2010; Pereira,2012; Ribeiro e Ferreira,2014; Shafii e Tolson,2015; Martinez e Gupta, 2011; Bertoni e Tucci, 1993), sendo, a CDM (Searcy e Hardison, 1960) um dos métodos mais utilizados.

A CDM é baseada na comparação de valores acumulados de dois conjuntos de dados em um diagrama, sendo um dos conjuntos de dados consistente, enquanto o outro, alvo das análises, é duvidoso. O diagrama da dupla massa é formado no plano cartesiano e a garantia da consistência é representado por uma relação linear, caso contrário, haverá uma quebra da linearidade (Bertoni e Tucci, 1993; Villela & Mattos, 1975; ANA, 2012). A CDM é assim utilizada para identificar erros sistemáticos (mudança de declividade ou tendência), erros de transcrição ou postos sujeitos a diferentes regimes pluviométricos. A simplicidade do método o torna muito utilizável para análises consistência de dados de precipitação (Dahamsheh e Aksoy 2007; Soares et al. 2013, Adeloje e Montaseri 2002; Donato et al. 2008; Cavalcanti et al. 2005, Potts 1984, Oliveira et al. 2017, Wissmann, et al., 2006, Su et al. 2006) sendo regulamentada como uma diretriz para consistência de dados no território brasileiro (ANA, 2012) e sugerida como método padrão para observações em todo o globo (WMO, 1989).

Como a quantificação para o controle hidrológico em pequenas bacias utiliza geralmente mais de uma fonte de observação (pluviógrafos e pluviômetros) confia-se no pluviômetro como uma fonte de dados mais consistente (Braga e Fernandes, 2007) devido às menores fontes de erros na obtenção de dados. Entretanto, não há garantias que as condições naturais tornam a mensuração pelo equipamento totalmente confiável. Assim, a regionalização com dados de outras estações localizadas próximas pode ser usada na construção de um banco de dados consistente (Cassol e Gomes, 2011; Dulnik, 2006; Dos Santos et al. 2001; WMO, 1998).

Entretanto, nem sempre é possível formar um banco de dados consistidos para usar de base na comparação. A escassez de dados e a falta de consistência são empecilhos para compor uma estrutura de dados consolidados, especialmente para uma rede de monitoramento deficitária como a do Brasil. Por exemplo, no Rio Grande do Sul, há 1070 estações cadastradas no site Hidroweb da Agência Nacional de Águas

(ANA), sendo que dessas, apenas 496 tem dados públicos e, dessas, 16 estações apresentaram períodos altamente inconsistentes e somente 40 possuem mais de 30 anos de dados interruptos (Favaretto, 2016). Isso é um problema para regiões como a depressão central do Rio Grande do Sul que, em detrimento da variação topográfica com ocorrências de chuvas orográficas (Haas, 2002; Khan et al., 1998) e consequente variabilidade espacial da precipitação, necessitando pelo menos 25 anos de observações para análises de correlações (Buriol et al. 2013).

As adversidades temporais e espaciais na mensuração da precipitação tornam necessário a manipulação de outras fontes de dados, como dados de satélites (Ashouri et al., 2015; Prat et al., 2015; Yucel et al., 2015). Produtos de satélites como o TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission ou Missão de Medição de Precipitação Tropical) são bastante utilizados para complementar o banco de dados de precipitação em diversos estudos (Rutledge e Xu, 2014; Barnes et al., 2015; Wang et al., 2015, Pereira et al 2013; Fensterseifer et al 2016, Soares et al 2016) devido à correlação entre o estimado pelo satélite e observado por estações terrestres (Adler et al. 2001; Nicholso et al., 2003; Huffmand et al., 2007; Pereira et al 2013), especialmente para o sul do Brasil, onde produtos do TRMM apresentaram coeficiente de correlação próximo a 0.80 (Fensterseifer et al., 2016, Pereira et al 2013), no entanto, superestimam de 13 à 40% no estado do Rio Grande do Sul (Bernardi et al 2016), com significância que pode induzir a erros na análise.

Dessa forma, o produto MSWEP (Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation) apresentou uma melhora na estimativa da precipitação ao mesclar informações de diversas fontes, tais como postos pluviométricos, satélite e dados de reanálise. O produto, que tem como objetivo a modelagem hidrológica, apresenta as informações com uma resolução espacial de  $0,1^\circ$  e uma resolução temporal de 3 horas, contemplando o período de 1979 a 2016 (Beck et al., 2017a; Beck et al., 2017b). O MSWEP foi validado em escala global utilizando observações de aproximadamente 75.000 estações e na modelagem hidrológica de aproximadamente 9000 bacias com performance superior em relação as 22 fontes de dados testadas tais como CPC Unified, CHIRPS, CMORPH-CRT, GPCP-1DD, GSMaP, PERSIANN-CCS, PERSIANN-CDR, WFDEI-CRU, TMPA 3B42, entre outros (Beck et al., 2017b). O MSWEP se apresenta assim como boa alternativa para contornar a baixa disponibilidade de dados para pequenas bacias e ser uma opção para a verificação dos bancos de dados.

Assim, esse estudo tem o objetivo de realizar a consistência de dados pluviiais em uma pequena bacia hidrográfica, típica de regiões com relevo ondulado do RS a partir de dados de precipitação regionais de diferentes fontes como ANA (ANA, 2010), MSWEP (Beck et al. 2017a) e INMET (INMET,2012).

## MATERIAL E MÉTODOS

O estudo de caso foi desenvolvido na bacia hidrográfica do arroio Lajeado Ferreira, localizado no município de Arvorezinha, no norte do estado do Rio Grande do Sul na qual existem informações em cinco pluviômetros instalados na bacia (PM1 a PM5), um pluviógrafo e um linígrafo (Figura 1 e Tabela 1). Os pluviômetros possuem leituras diárias coletadas às 7 horas da manhã por colaboradores locais enquanto que pluviógrafo de báscula acoplado a um data logger realiza leituras na escala de minutos (5 e 10 minutos). A vazão é observada por e um linígrafo acoplado a uma calha Parshall.

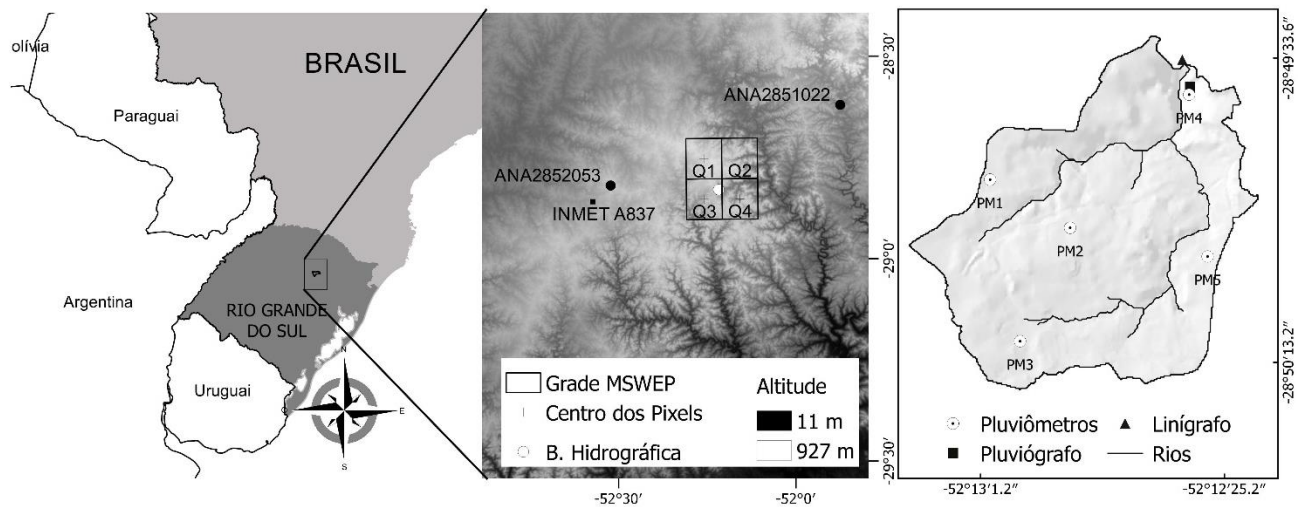


Figura 1: Localização bacia de estudo e fontes de dados.

Foi construída uma série de dados pluviométrica como a média das observações existentes nos cinco equipamentos (PM1 a PM5), que, importante registrar, não possuem o mesmo período de amostragem (Figura 2). De modo que, nesse trabalho, a precipitação diária é representada pela média das observações dos cinco pluviômetros quando existente, ou seja, é dependente do número de observações que compõem o acumulado do dia específico. No entanto, nos

resultados serão mencionadas as diferenças ou particularidades com relação aos postos quando existirem. Ainda, foi construída uma segunda série para análise na qual alguns dados faltosos nessa série de pluviômetros foram preenchidos com base nos dados de pluviógrafo de forma de manter a continuidade da série.

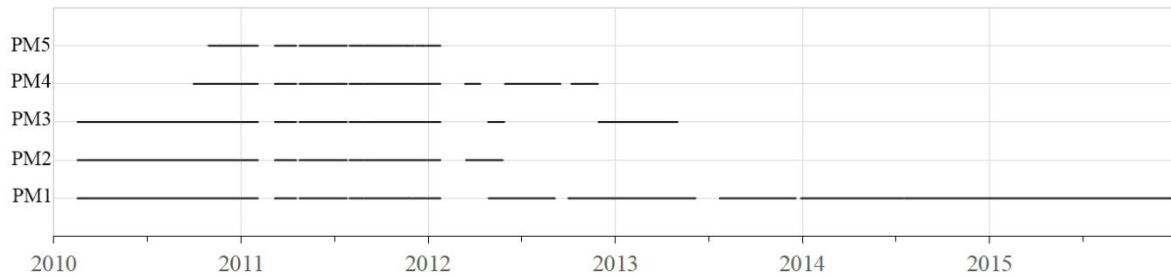


Figura 2: amostragem dos pluviômetros por período.

Tabela 1: atributos das diferentes fontes de dados

Fonte	Coordenada x	Coordenada y	Altitude	Distância ao PM1	Distância ao Pluviógrafo
ANA <sub>2851022</sub>	-51.8500	-28.6194	380 m	40.5 km	41.3 km
ANA <sub>2852053</sub>	-52.5114	-28.8131	641 m	28.9 km	29.6 km
INMET <sub>A837</sub>	-28.8592	-52.5424	660 m	32.0 km	32.7 km
MSWEP <sub>Q1</sub>	-52.2500	-28.7500	-	9.5 km	9.4 km
MSWEP <sub>Q2</sub>	-52.1500	-28.7500	-	11.0 km	10. km
MSWEP <sub>Q3</sub>	-52.2500	-28.8500	-	3.9 km	4.7 km
MSWEP <sub>Q4</sub>	-52.1500	-28.8500	-	6.8 km	6.3 km

As informações regionais utilizadas como suporte para a consistência, são referentes as estações de dados pluviométricos e pluviográficos gerenciados pela ANA e INMET, respectivamente. Os dados provenientes das estações ANA<sub>2852053</sub>, localizada em Soledade-RS e ANA<sub>2851022</sub> localizada em Lagoa Vermelha-RS, são observações diárias realizadas por pluviômetros. Já os dados de INMET<sub>A837</sub> foram obtidos por pluviógrafo, localizada também em Soledade-RS e com observação horária (Figura 1 e Tabela 1). Esses dados foram utilizados devido à proximidade com a bacia Lajeado Ferreira e por conter um número relativamente pequeno de dados faltosos. Além dessas fontes pontuais, foram utilizados os dados de estimativa da

precipitação do produto MSWEP com escala temporal de 3 horas e  $0,1^\circ$  de resolução espacial, correspondem à uma série de dados de precipitação de 1979 a 2016, para a grade apresentada na Figura 1, onde, a célula  $MSWEP_{Q3}$  está localizada diretamente sobre a bacia hidrográfica do Arroio Lajeado Ferreira, bem como às células adjacentes à bacia ( $MSWEP_{Q1}$ ,  $MSWEP_{Q2}$  e  $MSWEP_{Q4}$ ).

A Figura 3 apresenta os acumulados mensais de fontes utilizadas para a consistência de dados. A acumulação apresentada é referente às precipitações diárias dos equipamentos da bacia e locais e, como não houve preenchimentos de falhas, é notável que as fontes de dados que possuem um percentual de falhas maior, possuem acumulados mensais menores.

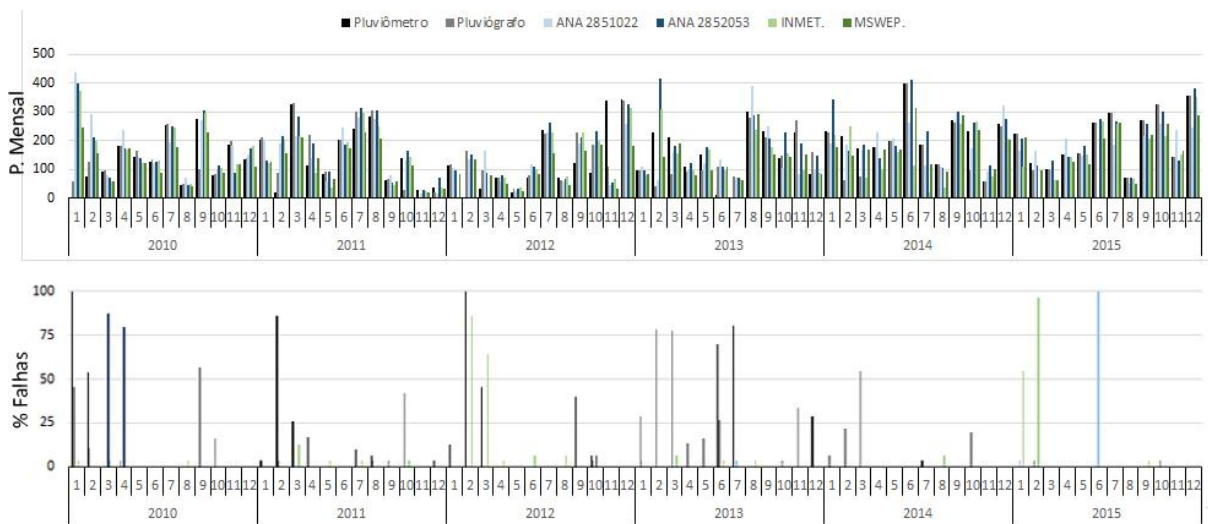


Figura 3: Acumulado mensal e falhas dos instrumentos locais (pluviógrafo e pluviômetro), estações da ANA (códigos 2851022 e 2852053) INMET (INMET A837) e MSWEP ( $MSWEP_{Q3}$ ).

A chuva estimada pelo MSWEP corresponde a chuva média da área do pixel enquanto que a precipitação monitorada por pluviômetro ou pluviógrafo representa uma informação pontual. Não havendo, uma metodologia consolidada para comparar ou relacionar espacialmente ambas as informações, o valor da precipitação de uma célula específica do MSWEP é admitido como homogênea para sua área. Portanto, para uma informação mais representativa das características espaciais computada pelo MSWEP. Assim, com a precipitação do MSWEP para as quatro células, foi realizada a interpolação com base no inverso da distância ponderada (IDW). Por meio do interpolador, as séries de dados das células locais (centro de cada célula) do

MSWEP assumem uma influência quantitativa em função da distância do centro das células ao pluviógrafo e ao pluviômetro instalado na região de estudo.

A diversidade de fontes é essencial para garantir a detecção de erros em uma série de dados específica, pois diminui o grau de comprometimento da análise de consistência. Portanto, também foi feito o uso da ponderação espacial para ANA<sub>2851022</sub> e ANA<sub>2852053</sub> (ANA<sub>IDW</sub>), considerando também as distâncias entre cada equipamento (Tabela 1). Ainda na pretensão de ampliar o conjunto de dados, a média entre as duas estações ANA (ANA<sub>M</sub>) foi utilizada como um conjunto de dados para comparação.

A interpolação por IDW para os dados ANA e MSWEP é aplicada conforme a equação 1.

$$P_t = \frac{\sum \left( \frac{P_i}{d_i^2} \right)}{\sum \left( \frac{1}{d_i^2} \right)} \quad (1)$$

Sendo  $P_t$  a precipitação ponderada pela distância para o dia  $t$ ,  $P_i$  a precipitação no dia  $t$  no posto ou célula  $i$  e  $d_i$  a distância da estação ou centro de pixel até o equipamento comparado (Tabela 1).

As CDMs foram construídas de duas maneiras, acumuladas pareadas e acumulados temporal. A CDM pareada consiste na relação do acumulado entre as duas estações sendo a relação 1:1 na variação de  $x$  e  $y$ , no plano cartesiano, referência para a dispersão. Já a temporal apresenta a acumulação de ambas no tempo. As duas curvas permitem análises visuais diferentes e são usadas aqui para melhor apresentar as tendências. Na ocorrência de falha de uma das fontes (consistidos ou brutos), a acumulação não foi computada para ambas as fontes recorrente no período de falha. A consistência em ambas os tipos de CDM é verificada com mudança de declividade do acumulado ou aumento repentino da diferença em relação à fonte suporte, sendo que mudanças de declividade podem estar relacionadas a erros sistêmicos ou a comportamentos hidrológico diferentes entre os postos e a diferença abruptas podem configurar erros do próprio equipamento. Além disso o cálculo Erro médio quadrático (MSE) entre os dados locais e dados suporte é utilizado como parâmetro de simetria.

## RESULTADO E DISCUSSÃO

Na Figura 4 é possível observar a CDM pareadas (4A a 4C) e temporais (4D a 4F) das série de dados obtidas no pluviógrafo e nos pluviômetros (com e sem



preenchimento de dados faltosos a partir do pluviógrafo) comparadas com as precipitações acumuladas da estação ANA<sub>2852053</sub>. Os dados de pluviômetro, entre todos os dados brutos, tiveram o menor erro (MSE) com relação à estação (Figura 4A) sendo possível notar uma pequena descontinuidade na série no início do ano de 2013, entretanto, pode considerar-se um período consistente na bacia devido à que a observação em ambos os dois pluviômetros com informações (PM1 e PM3) não diferir em mais de 1mm no período entre eles, atribuindo essa pequena diferença às condições climáticas locais.

A estação ANA<sub>2852053</sub> é a mais próxima da bacia e com uma altitude semelhante, e, visivelmente, não apresenta tendências significativas nos acumulados (Figura 4D), o que indica a não ocorrência de erros sistêmicos. Se observa nas Figura 4B e 4D um degrau nas curvas nos meses de outubro e novembro de 2011, no qual há uma diferença acumulada de 143 mm entre o pluviógrafo e essa estação. O dado de precipitação pelo pluviômetro nesse período foi observado pelos cinco pluviômetros (PM1 a PM5) com valores acumulados para o período bastante semelhantes (PM1 = 198.4, PM2 = 216.8, PM3 = 203.6, PM4 = 198.9, PM5 = 217.4) já o observado pelo pluviógrafo foi de 100.2, sendo assim o período é de alta inconsistência para o pluviógrafo. Quanto à série preenchida (Figura 4C e F) é notável o aumento de erro inserido pelo pluviógrafo, porém ainda de significância linear.

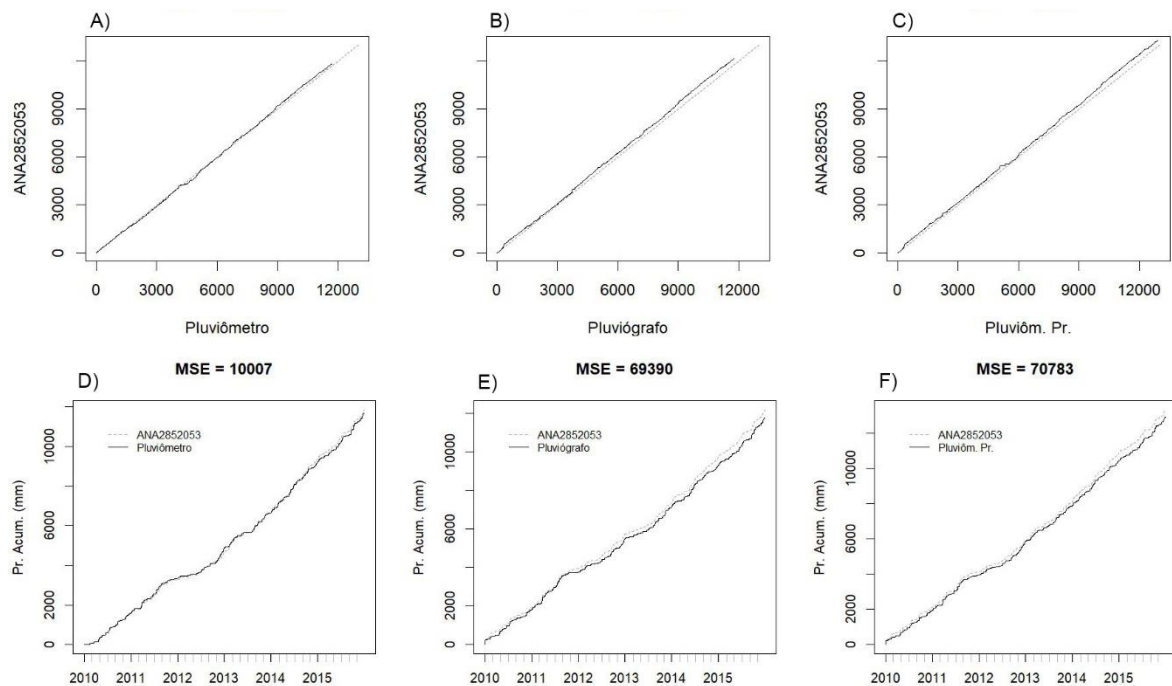


Figura 4: CDMs com o acumulado de instrumentos locais e das estações ANA<sub>2852053</sub>

Já a CDM com a estação ANA<sub>2851022</sub> (Figura 5) apresenta mudanças abruptas no final de 2012 (Figura 5D). Isso é referente aos períodos específicos dos meses de 11/2012 a 01/2013, quando foi registrado um acumulado significativamente maior que provocou um aumento na curva acumulada de aproximadamente 400 mm, perceptível na Figura 5D, em relação à ANA<sub>2851022</sub>. Nesse período, os dados do pluviômetro são da média de dois observadores na bacia que registraram um acumulado muito semelhante (PM1=751.4 mm e PM2=745.9 mm) para esse período, diminuindo as incertezas referentes ao equipamento e evidenciando essa diferença a um fator local. A CDM da estação ANA<sub>2851022</sub> possui uma ínfima tendência de registrar menos precipitação a partir desse período, observado pela declividade da CDM o que pode estar atrelado aos diferentes regimes hidrológicos das estações o que rejeita essa estação como uma fonte consistente para correções dos dados observados na bacia hidrográfica do estudo. É importante ressaltar que o acumulado nos pluviógrafos se mostrou muito semelhante ao observado pela ANA<sub>2851022</sub> como visto no item anterior, entretanto, se mostrou como não consistente nessa comparação com os dados de ANA<sub>2852053</sub>. Na ausência de um conjunto de dados diversificado em pequenas bacias e na realidade da escassez de dados públicos do Rio Grande do Sul, isso poderia induzir a conclusões falhas na verificação de dados.

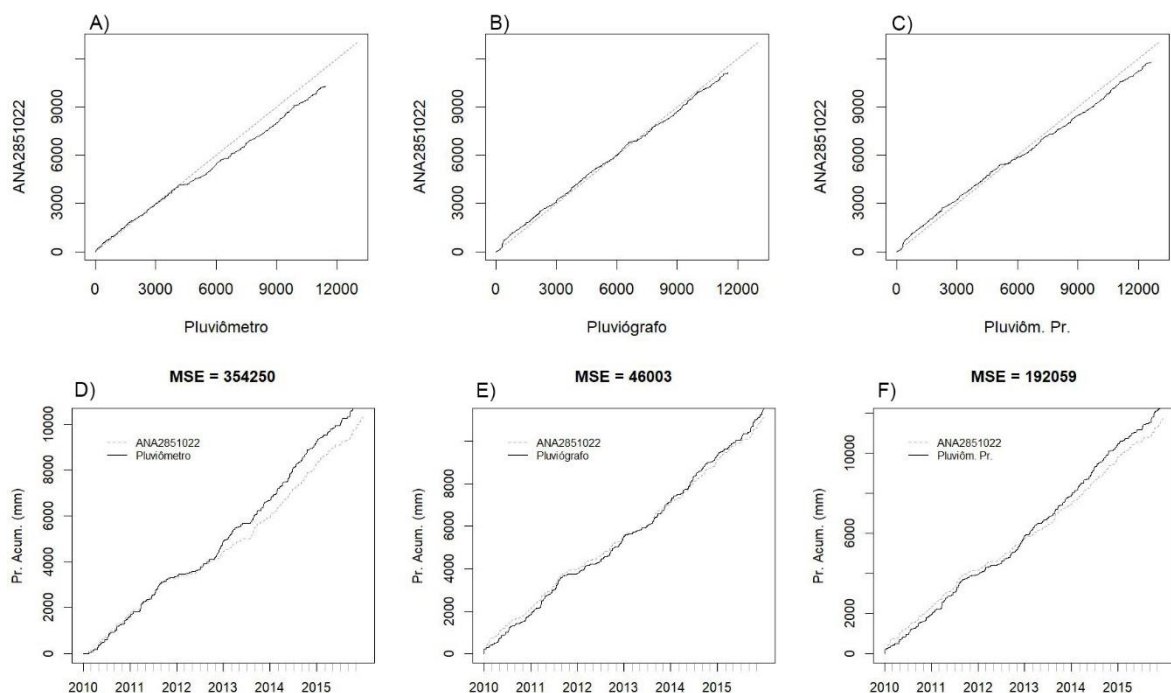


Figura 5: CDMs com o acumulado de instrumentos locais e das estações ANA<sub>2851022</sub>.

As características também observadas com os produtos gerados pelo IDW (ANA<sub>IDW</sub>), Figuras 6, assemelham as condições apresentadas pela estação mais próxima ANA<sub>2851022</sub>, ressaltando o período inconsistente do pluviógrafo e boa equivalência acumulada dos pluviômetros.

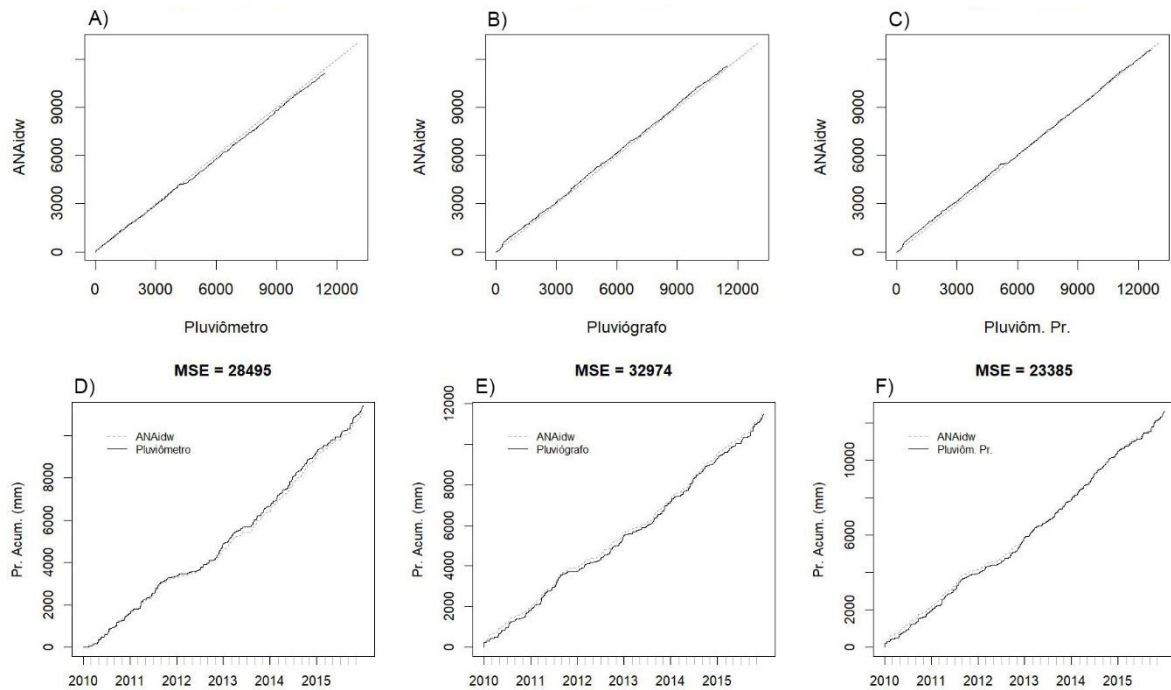


Figura 6: CDMs com o acumulado de instrumentos locais e das estações ANA<sub>IDW</sub>.

As CDMs com a estação INMET<sub>A837</sub> (Figura 7) apresenta uma abrupta mudança no comportamento para o período correspondente de 11/2013 a 06/2014 (Figura 7 D e E) mostrando que os pluviômetros do INMET estaria mensurando aquém do observado nas séries locais (Figura 7 A a C). Vale destacar que, esse período é amostrado unicamente pelo PM1 (figura 2), que, no entanto apresenta valores muito próximos dos observados no pluviógrafo (Tabela 2). Há o indicativo da existência de um alto grau de inconsistência dos dados de INMET<sub>A837</sub> com os dados da bacia, que, quando comparado com os resultados obtidos na CDM com ANA<sub>2852053</sub> que se encontra a uma distância similar, indicariam algum problema nas leituras ou no equipamento nesse período na estação do INMET.

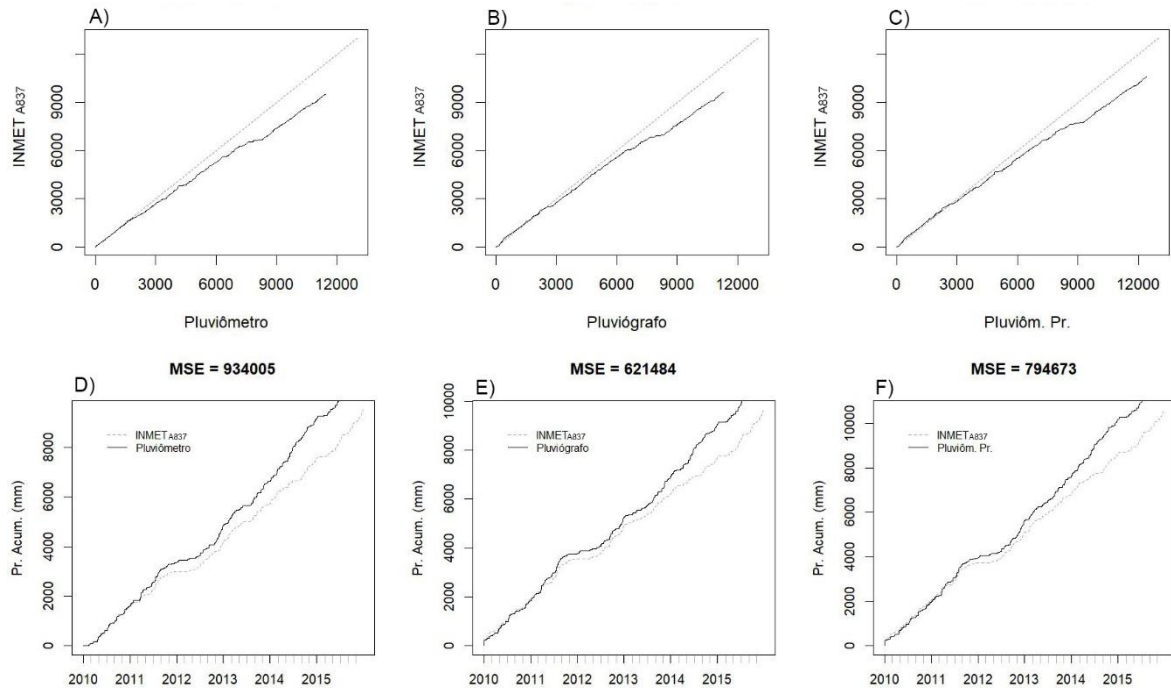


Figura 7: CDMs com o acumulado de instrumentos locais e das estações INMET A837.

Tabela 2: Períodos com maiores diferenças de precipitações registradas no período inconsistente observado na CDM entre os equipamentos e INMET A837.

Data	Precipitação INMET A837 (mm)	Pluviógrafo (mm)	Média Pluviômetros (mm)
11 e 12/11/2013	0	65	72
24 a 26/01/2014	32.8	67.4	67.2
19/03/2014	0	34.3	34.6
09/04/2014	18.2	83.63	83.5
18 a 20/03/2014	0.2	39.27	40.1
31/03/2014	4.2	24.53	24.8
08/04/2014	18.2	83.82	84.7
04/06/2014	0.6	134.18	136.9
26/06/2014	2.4	45.89	46.4

Anterior ao período anômalo na série do INMET (01/2010 a 11/2013), a CDM retrata, o comportamento (Figuras 7A a 7C) que os dados de pluviógrafo da estação INMET A837 tem melhor correlação os do pluviógrafo da bacia. A boa relação entre os mesmos instrumentais pode retratar desvios característicos do instrumento, que também se manifesta pela relação ANA<sub>2852053</sub> e INMET A837, apresentada em forma de CDM da Figura 8, resultando situação comportamental com clara submensuração do pluviógrafo em relação ao pluviômetro da ANA<sub>2852053</sub>, duas estações muito próximas (Figura 1). Isso diminui a possibilidade de erros associados à calibração do pluviógrafo da bacia e enfatiza que os desvios desse instrumental podem ser próprios do

equipamento frente as características climáticas da região ou uma curva de calibração que não leva em conta diferenças nas intensidades da precipitação.

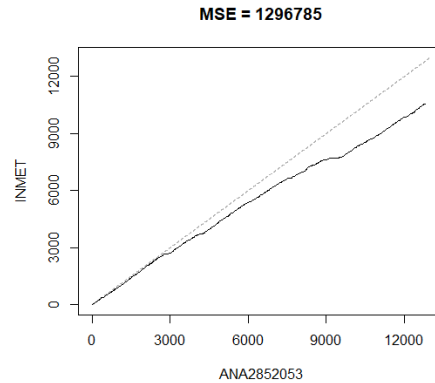


Figura 8: CDM com os dados ANA e INMET A837.

Uma vez que a rede hidrometeorológica nacional é deficitária tanto espacialmente como temporalmente, juntamente com a existência de períodos inconsistentes nos próprios dados, foi também avaliado os produtos  $MSWEP_{Q3}$  e  $MSWEP_{idw}$  como fontes alternativas para verificação de banco de dados. As CDMs com esses dados demonstram uma tendência de subestimativa da série MSWEP observado nos baixos valores acumulados mensais (Figura 2) e nas CDMs da Figura 9.

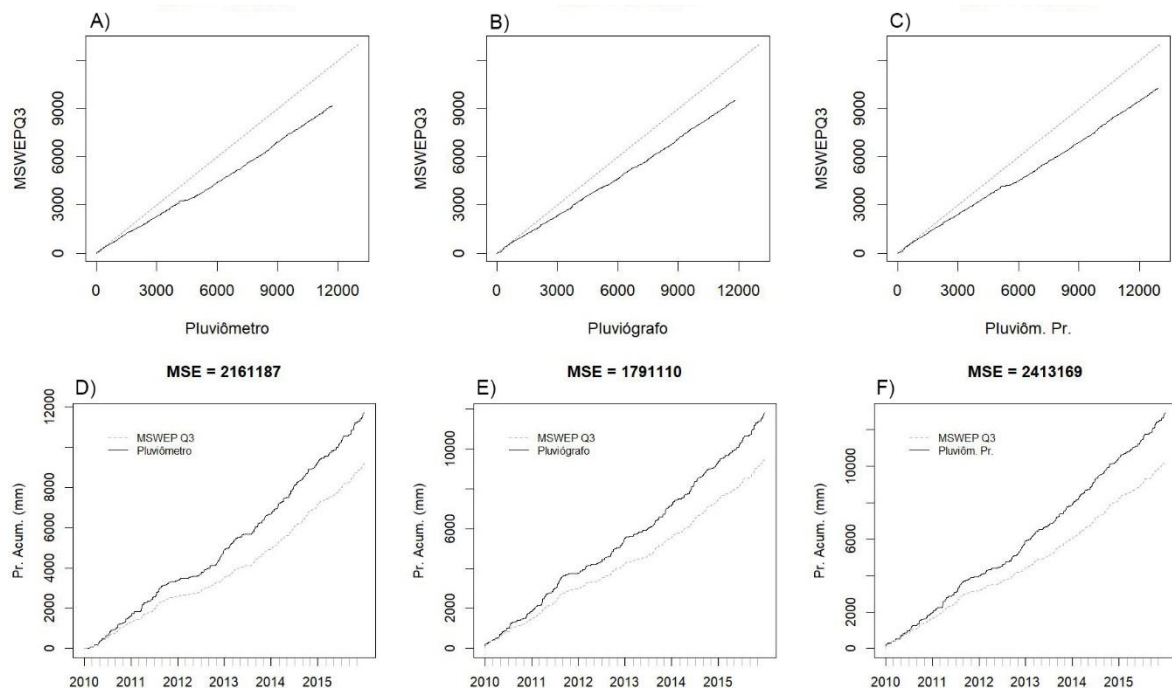


Figura 9: CDMs com o acumulado de instrumentos locais e de  $MSWEP_{Q3}$

A interpolação IDW, visando observar um comportamento regional do produto, não inseriu modificações representativas no comportamento da CDMs, e apresentou maiores MSE (Figura 10).

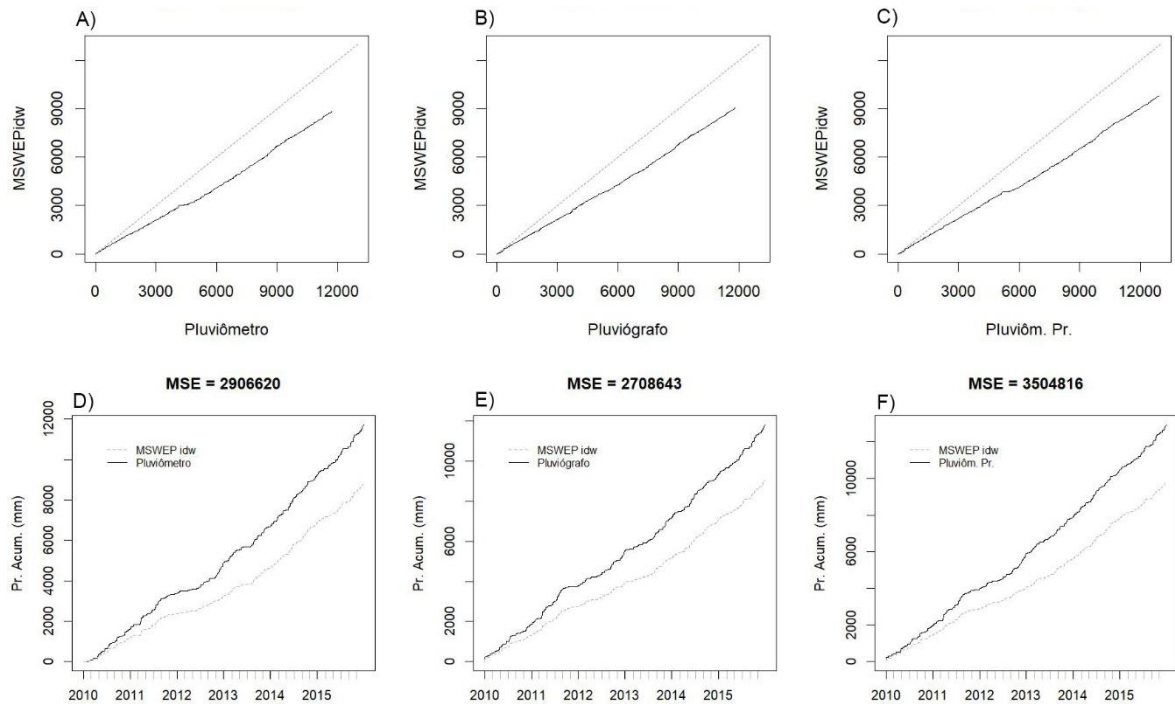


Figura 10: CDMs com o acumulado de instrumentos locais e de MSWEP<sub>IDW</sub>.

As CDMs com os produtos dos dados MSWEP (Figura 9 e 10) evidencia um comportamento impróprio com as estações locais que se mostraram consistentes na grande parte das observações. O produto MSWEP, embora utiliza, entre outras informações (satélite e reanálise) os próprios dados da ANA, pode estar inserindo erros justificados pela condição bem específica de uma região complexa de pequena bacia. Entretanto, a CDM entre o pluviômetro e MSWEP<sub>Q3</sub> (Figura 9A) demonstram que pode haver uma tendência linear entre as fontes, o que permitiria o uso do produto MSWEP, devido a sua alta correlação. Assim como demonstrado na Figura 11A, o modelo estatístico linear entre as séries do MSWEP<sub>Q3</sub> e pluviômetro possuem uma significativa correlação ( $R^2 = 0.79$ ) com um coeficiente linear de 1.18 e esse ajuste permite uma CDM (Figura 11B), relevante entre as séries.



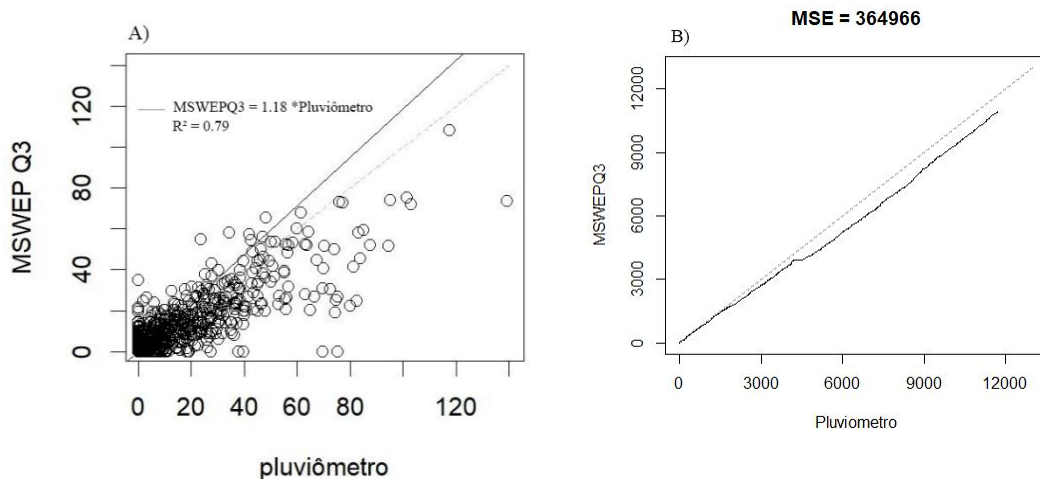


Figura 11: Correlação e CDM entre os dados ajustados de MSWEP<sub>Q3</sub> e pluviômetro.

Assim, mesmo o MSWEP tendo tendência a subestimativa o que dificulta a análise de tendências, ou seja, de erros sistemáticos, pode ser uma fonte de dados interessante para identificação de outros tipos de erros detectáveis em CDM em pequenas bacias, como a do Lajeado Ferreira, pois apresenta uma relação quantitativa estabelecida por um fator de ajuste constante.

A verificação do banco de dados da bacia com diferentes fontes permitiu observar que, com exceção do período referente aos meses 11 e 12 de 2011, observados pelo pluviógrafo, os dados de precipitação da bacia estão consolidados devido à regionalização mostrada pela continuidade da relação linear das CDMs principalmente com a estação ANA<sub>2852053</sub>. A série composta por ambos os aparelhos (pluviômetro preenchida) representa a série com menor falha e são dados consolidados para a bacia.

## CONCLUSÃO

O presente estudo, mostrou que os dados da bacia do arroio Lajeado Ferreira possuem linearidade e boa relação quantitativa a dados locais e que os dados dos pluviógrafos (da bacia e INMET<sub>A837</sub>) que apresentaram a tendência de subestimar a precipitação em relação ao pluviômetro, provavelmente um desvio inserido frente às condições climáticas típicas da região ou problemas próprios do equipamento, como uma curva de calibração constante do aparelho para precipitações e diferentes intensidades. A correlação apresentada entre os dados do MSWEP e os dados da bacia indicam uma relação linear, podendo ser expressa com uma significância linear ( $R^2 = 0.79$ ) para a bacia com ajuste pelo coeficiente de 1.18. Assim, MSWEP pode

suprir a demanda para construção de banco de dados em regiões hidrológicamente complexas desde que previamente verificados e correlacionados. Tão importante quanto a diversidade de dados disponíveis é a obtenção de dados locais diversificados. Uma amostragem local ampla permite uma confiável leitura local, importante frente a variação pluviométrica espacial da região e a deficitária rede de amostragem dos dados públicos.

## REFERÊNCIAS

Adeloye, A. J., & Montaseri, M. (2002). Preliminary streamflow data analyses prior to water resources planning study/analyses préliminaires des données de débit en vue d'une étude de planification des ressources en eau. *Hydrological Sciences Journal*, 47(5), 679-692.

Adler, R. F., Kidd, G., Petty, M., Morrissey, H. M., Goodman, and F. Einaudi, 2001: Intercomparison of global precipitation products: The third precipitation intercomparison project (PIP-3). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82 (7), 1377–1396

ANA. Agência Nacional De Águas; Orientações para consistência de dados pluviométricos / Agência Nacional de Águas; Superintendência de Gestão da Rede Hidrometeorológica. - Brasília: ANA, SGH, 2012.

ANA. Agência Nacional De Águas, HydroWeb (2010). Sistema de informações Hidrológicas.

Amatya, D. M., Miwa, M., Harrison, C. A., Trettin, C. C., & Sun, G. (2006). Hydrology and water quality of two first order forested watersheds in coastal South Carolina. In 2006 ASAE Annual Meeting (p. 1). American Society of Agricultural and Biological Engineers.

Ashouri, H., Hsu, K. L., Sorooshian, S., Braithwaite, D. K., Knapp, K. R., Cecil, L. D., ... & Prat, O. P. (2015). PERSIANN-CDR: Daily precipitation climate data record from multisatellite observations for hydrological and climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(1), 69-83.

Barros, C. A. P., Minella, J. P. G., Dalbianco, L., & Ramon, R. (2014). Description of hydrological and erosion processes determined by applying the LISEM model in a rural catchment in southern Brazil. *Journal of Soils and Sediments*, 7(14), 1298-1310.

Barnes, H. C., Zuluaga, M. D., & Houze, R. A. (2015). Latent heating characteristics of the MJO computed from TRMM observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(4), 1322-1334.



- Beck, H. E., van Dijk, A. I., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D. G., Martens, B., & de Roo, A. (2017 a). MSWEP: 3-hourly 0.25 global gridded precipitation (1979-2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1), 589.
- Beck, H. E., Vergopolan, N., Pan, M., Levizzani, V., van Dijk, A. I., Weedon, G. P., ... & Wood, E. F. (2017 b). Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6201.
- Bertoni, J. C.; Tucci, C. E. (1993). Precipitação. *Hidrologia: ciência e aplicação*, 2, 177-242.
- Braga, S. M.; Fernandes, C. V. S. (2007). Performance de sensores de precipitação do tipo 'tippingbucket' (báscula): um alerta para a ocorrência de erros. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. v. 12, n. 1, p. 197-204.
- Britto, F. P., Barletta, R., & Mendonça, M. (2008). Variabilidade espacial e temporal da precipitação pluvial no Rio Grande do Sul: influência do fenômeno El Niño Oscilação Sul. *Revista brasileira de climatologia*, 3.
- Browning, K. A., Hill, F. F., & Pardoe, C. W. (1974). Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100(425), 309-330.
- Cassol, D.; Gomes, A. P. (2011). Comparação entre dados de precipitação registrados através de pluviômetro e pluviógrafo. In *XX Congresso de Iniciação Científica e III Mostra Científica. Anais...* UFPel, Pelotas.
- Colle, B. A. (2004). Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(5), 588-606.
- Cavalcanti, D., Silva, D. F., Reis, L. F. R. (2015). Análises preliminares de dados de monitoramento das bacias urbanas do município de São Carlos–SP. *XXI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS*. Brasília.
- Dahamsheh, A., Aksoy, H. (2007). Structural characteristics of annual precipitation data in Jordan. *Theoretical and Applied Climatology*, 88(3), 201-212.d.
- Dalbiano, L. (2009). Variabilidade Espacial e Estimativa da Condutividade Hidráulica e Caracterização Físico-Hídrica de uma Microbacia Hidrográfica Rural. *Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria*.

de Oliveira, L. F., Fioreze, A. P., Medeiros, A. M., & Silva, M. A. (2010). Comparação de metodologias de preenchimento de falhas de séries históricas de precipitação pluvial anual. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi*, 14(11).

Donato, C. F., Ranzini, M., De Cicco, V., Arcova, F. C. S., De Souza, L. F. S. (2008). Balanço de massa em microbacia experimental com Mata Atlântica, na Serra do Mar, Cunha, SP. Mass balance in small catchment in Atlantic Forest at Serra do Mar, Southeastern Brazil. *Revista do Instituto Florestal*.

Dos Santos, I., Fill, H. D., Sugai, M., Buba, H., Kishi, R., Marone, E., Lautert, L. (2001). *Hidrometria Aplicada*. CEHPAR–Centro de hidráulica e Hidrologia Prof. Parigot de Souza. Instituto de tecnologia para o Desenvolvimento. Curitiba, Brasil.

Dulnik, P. R. (2006). *Elaboração de um pluviógrafo com sensor ótico*. Dissertação de mestrado, UNIOESTE. Cascavel-PR, 2006.

Favaretto, J. R. (2016). *Análise De Consistência e Regionalização das Precipitações Máximas Ocorridas no Rio Grande do Sul Entre 1912-2014*. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria.

Fensterseifer, C., Allasia, D. G., & Paz, A. R. (2016). Assessment of the TRMM 3B42 precipitation product in southern Brazil. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 52(2), 367-375.

Giuliani, S., Mourot, G., Boukhirs, A., and Auchet, P. (1997). "Rain gauge failure detection and isolation for urban sewer network control. Use of historical rainfall series for hydrological modeling." Preprints, 3rd Int. Workshop on Rainfall in Urban Areas, R. Fankhauser, T. Einfalt, and K. Arnbjerg-Nielsen, eds., 45–52.

Gieske, A. (1997). Modelling outflow from the Jao/Boro river system in the Okavango Delta, Botswana. *Journal of Hydrology*, 193(1-4), 214-239.

Grimm, A. M., Barros, V. R., & Doyle, M. E. (2000). Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of climate*, 13(1), 35-58.

Grimm, A. M., Ferraz, S. E., & Gomes, J. (1998). Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of climate*, 11(11), 2863-2880.

Haas, R. (2002). *Simulações da chuva orográfica associada a um ciclone extratropical, no Litoral Sul do Brasil* (Doctoral dissertation, Tese de Doutorado do DCA-IAG-USP, São Paulo-SP).

- Habib, E., Krajewski, W. F., & Kruger, A. (2001). Sampling errors of tipping-bucket rain gauge measurements. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(2), 159-166.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G. & Stocker, E. F. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of hydrometeorology*, 8(1), 38-55.
- Humphrey, M. D., Istok, J. D., Lee, J. Y., Hevesi, J. A., and Flint, A. L. (1997). "A new method for automated dynamic calibration of tippingbucket rain gauges." *J. Atmospheric and Oceanic Technol.*, 14, 1513– 1519.
- INMET, Instituto nacional de meteorologia. (2012). Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa.
- Jaksic, F. M. (2001). Ecological effects of El Nino in terrestrial ecosystems of western South America. *Ecography*, 24(3), 241-250.
- Khan, V. M., Kim, I. S., & SARAIVA, J. (1998). Análise de agrupamento pluviométrico nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. In *Congresso Brasileiro de Meteorologia (Vol. 10, pp. 1-5)*. Sociedade Brasileira de Meteorologia.
- Lanza, L. G., & Vuerich, E. (2009). The WMO field intercomparison of rain intensity gauges. *Atmospheric Research*, 94(4), 534-543.
- Ly, S., Charles, C., & Degré, A. (2013). Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale. A review. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 17(2), 392.
- Martinez, G. F., & Gupta, H. V. (2011). Hydrologic consistency as a basis for assessing complexity of monthly water balance models for the continental United States. *Water Resources Research*, 47(12).
- Moro, M. Avaliação do modelo LISEM na simulação dos processos hidrossedimentológicos de uma pequena bacia rural localizada nas encostas basálticas do Rio Grande do Sul. 2011. 123 p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.
- Minella, J. P. G., & Merten, G. H. (2012). Índices topográficos aplicados à modelagem agrícola e ambiental. *Ciência Rural*, 42(9).
- Nešpor, V., & Sevruk, B. (1999). Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(4), 450-464.

- Niemczynowicz, J. (1986). "The dynamic calibration of tipping-bucket raingauges." *Nordic Hydrol.*, Lyngby, Denmark, 17, 203–214.
- Nicholson, S. E., Some, B., McCollum, J., Nelkin, E., Klotter, D., Berte, Y., & Noukpozoukou, J. N. (2003). Validation of TRMM and other rainfall estimates with a high-density gauge dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM rainfall products. *Journal of Applied Meteorology*, 42(10), 1355-1368.
- Oliveira, A. C. G., Carfan, A. C., & Nery, J. T. (2017). Análises da precipitação pluvial da bacia do São José dos Dourados-SP. *Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento*, 1(2017), 1432-1444.
- Pereira, R. J. C. (2012). *Análise de Correlação entre Alterações na Cobertura Vegetal e o Comportamento Hidrológico na Bacia Hidrográfica do Rio Cachoeira-RJ* (Doctoral dissertation, PUC-Rio).
- Potts, D. F. (1984). Hydrologic impacts of a large-scale mountain pine beetle (*dendroctonus ponderosae hopkins*) epidemic. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 20(3), 373-377.
- Prat, O. P., & Nelson, B. R. (2015). Evaluation of precipitation estimates over CONUS derived from satellite, radar, and rain gauge data sets at daily to annual scales (2002–2012). *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(4), 2037.
- Ribeiro, H. J., & Ferreira, N. C. (2014). Comparative analysis of hydrologic networks generated from hydrologically correct surfaces. *Boletim de Ciências Geodésicas*, 20(4), 784-805.
- Rutledge, S. A., & Xu, W. (2014). TRMM Based Studies of MJO Convection over the Central Indian Ocean, Maritime Continent, and Western Pacific Warm Pool. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Searcy, J. K., Hardison, C. H., & Langein, W. B. (1960). Double-mass curves; with a section fitting curves to cyclic data (No. 1541-B). *Governo dos Estados Unidos*.
- Sever, G., & Lin, Y. L. (2017). Dynamical and Physical Processes Associated with Orographic Precipitation in a Conditionally Unstable Uniform Flow: Variation in Basic Wind Speed. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(2), 449-466.
- Sevruk, B. (1985). Correction of precipitation measurements., Summary report. In *Workshop on the correction of precipitation measurements.* (pp. 13-22).

Sevruk, B., & Hamon, W. R. (1984). International comparison of national precipitation gauges with a reference pit gauge. Instruments and Observing Methods Report, (17).

Shafii, M., & Tolson, B. A. (2015). Optimizing hydrological consistency by incorporating hydrological signatures into model calibration objectives. *Water resources research*, 51(5), 3796-3814.

SHARON, D., YISRAELI, A. and LAVEE, H. (1976) A model for the distribution of the effective rainfall incident on slopes and its application at the Sdeh Boger experimental watershed. Hebrew University of Jerusalem, technical paper no. 26, 30 pp.

Siriwardena, L., Finlayson, B. L., & McMahon, T. A. (2006). The impact of land use change on catchment hydrology in large catchments: The Comet River, Central Queensland, Australia. *Journal of Hydrology*, 326(1-4), 199-214.

Soares, A. S. D; Paz, A. R. Allasia, D. G.. Avaliação das estimativas de chuva do satélite TRMM no Estado da Paraíba. RBRH [online]. 2016, vol.21, n.2, pp.288-299. ISSN 2318-0331. <http://dx.doi.org/10.21168/rbrh.v21n2.p288-299>.

Soares, F. S., Francisco, C. N., & Senna, M. C. A. (2013). Distribuição espaço-temporal da precipitação na Região Hidrográfica da Baía da Ilha Grande-RJ. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(1).

Su, B. D., Jiang, T., & Jin, W. B. (2006). Recent trends in observed temperature and precipitation extremes in the Yangtze River basin, China. *Theoretical and Applied Climatology*, 83(1-4), 139-151.

Vilella, s. m.; Mattos, A. Hidrologia aplicada. São Paulo: McGraw – Hill, 1975. 245 p.

Villiers, G. DU T. DE. 1980. A Short Note on Errors in Rainfall Measurement. In *Water SA* Vol. 6 No. 3 July 1980

Wang, Y., Zhang, J., Chang, P. L., & Cao, Q. (2015). Radar Vertical Profile of Reflectivity Correction with TRMM Observations Using a Neural Network Approach. *Journal of Hydrometeorology*, 16(5), 2230-2247.

Wissmann, J. A., Tampelini, L. G., Feil, A. C., Sampaio, S. C., & Suszek, M. (2006). Ferramenta computacional para análise de consistência de dados pluviométricos. *Varia Scientia*, 6(11), 99-106.

WMO – World Meteorological Organization, 1989b: International Workshop on Precipitation Measurements (B. Sevruk, ed.) (St Moritz, Switzerland, 3-7 December 1989). Instruments and Observing Methods Report N° 48, WMO/TD-N°328, Geneva.

WMO – World Meteorological Organization, 1998: WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison: Final Report (B. E. Goodison, P.Y.T. Louie and D. Yang) Instruments and Observing Methods Report N° 67, WMO/TD-N° 872, Geneva.

WMO – World Meteorological Organization, 1989: Catalogue of National Standard Precipitation Gauges (B. Sevruk and S. Klemm). Instruments and Observing Methods Report N° 39, WMO/TD-N°313, Geneva.

Yucel, I., Onen, A., Yilmaz, K. K., & Gochis, D. J. (2015). Calibration and evaluation of a flood forecasting system: Utility of numerical weather prediction model, data assimilation and satellite-based rainfall. *Journal of Hydrology*, 523, 49-66.

## REFERÊNCIAS

- ARNOLD, J. G.; ALLEN, P. M. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *JAWRA 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. *Groundwater*, 33(6), 1010-1018, 1995.
- ASANO, Y.; UCHIDA, T.; OHTE, N. Hydrologic and geochemical influences on the dissolved silica concentration in natural water in a steep headwater catchment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(11), 1973-1989, 2003.
- ANDERSON S. P.; DIETRICH W. E. Chemical weathering and runoff chemistry in a steep headwater catchment. *Hydrological Process*. 15, 1791–1815, 2001.
- BARROS, C. A. P. D. Dinâmica dos escoamentos na modelagem da produção de sedimentos em uma pequena bacia rural (Tese de doutorado, Universidade Federal de Santa Maria), 2016.
- BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils revisited. *Water Resources Research*, 49(6), 3071-3092, 2013.
- BROOKS, J. R.; BARNARD, H. R.; COULOMBE, R.; MCDONNELL, J. J. Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate. *Nature Geoscience*, 3(2), 100, 2010
- BONELL, M. Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. *J. Am. Water Resource Association*. 34, 765–785, 1998
- BUTTLE J.M. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography* 18: 16–41, 1994.
- CEY; E. E.; RUDOLPH, D. L.; PARKIN, G. W.; ARAVENA, R. Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada. *Journal of Hydrology*, 210(1), 21-37, 1998.
- CHAPMAN, T. G. Comment on "Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses" by RJ Nathan and TA McMahon. *Water Resources Research*, 27(7), 1783-1784, 1991.
- CHAPMAN, T. G.; MAXWELL, A. I. Baseflow separation-comparison of numerical methods with tracer experiments. In *Hydrology and Water Resources Symposium 1996: Water and the Environment; Preprints of Papers* (p. 539). Institution of Engineers, Australia, 1996.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. *Hidrología subterránea*(Vol. 1). Barcelona: Omega. 1976.
- COLLISCHONN, W.; FAN, F. M. Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. *Hydrological Processes*, 27(18), 2614-2622, 2013. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Santa Maria.
- ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological processes*, 19(2), 507-515, 2005.
- ECKHARDT, K.. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352(1), 168-173, 2008.
- ELLIS, S.P. The Measurement of Silica. In-Line Instrumentation Seminar, November 17 - 19,, Clearwater, FL., 1993. Disponível em < [www.suezwatertechnologies.com/kcpguest/salesedge/documents/Technical%20Papers\\_Cust/Americas/English/TP1055EN.pdf](http://www.suezwatertechnologies.com/kcpguest/salesedge/documents/Technical%20Papers_Cust/Americas/English/TP1055EN.pdf)>.
- FIORI, A.; D. RUSSO. Travel time distribution in a hillslope: Insight from numerical simulations, *Water Resource Research*., 44, W12426, DOI:10.1029/2008WR007135, 2008.

FRITZ, P.; CHERRY, J. A.; WEYER, K. U.; SKLASH, M. G. Storm runoff analysis using environmental isotopes and major ions, in IAEA Publis. Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology. (Proc. Adv. Group Meeting, 1975), Vienna, pp. 111–131, 1976.

FUREY, P. R.; GUPTA, V. K. A physically based filter for separating base flow from streamflow time series. *Water Resources Research*, 37(11), 2709-2722, 2001.

GAZIS, C.; FENG, X. A stable isotope study of soil water: evidence for mixing and preferential flow paths. *Geoderma*, 119(1-2), 97-111, 2004.

HINO, M.; HASEBE, M. Separation of a Storm Hydrograph Into Runoff Components by Both Filter-Separation AR Method and Environmental Isotope Tracers. *Journal of Hydrology*, 85(3-4), 251-264, 1986.

HOOPER, R. P.; SHOEMAKER, C. A. A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation, *Water Resource Research*. 22, 1444–1454, 1986.

JOSLIN, J. D.; MAYS, P. A.; WOLFE, M. H.; KELLY, J. M.; GARBER, R. W.; BREWER, P. F. Chemistry of Tension Lysimeter Water and Lateral Flow in Spruce and Hardwood Stands 1. *Journal of environmental quality*, 16(2), 152-160, 1987.

LADOUCHE, B.; PROBST, A.; VIVILLE, D.; IDIR, S., BAQUÉ, D., LOUBET, M, BARIAC, T. Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). *Journal of hydrology*, 242(3-4), 255-274, 2001.

LAUDON, H.; SLAYMAKER, O. Hydrograph separation using stable isotopes, silica and electrical conductivity: an alpine example. *Journal of Hydrology*, v. 201, n. 1, p. 82–101, 1997.

LISCHEID, G.; KOLB, A.; ALEWELL, C. Apparent translatory flow in groundwater recharge and runoff generation. *Journal of hydrology*, 265(1-4), 195-211, 2002.

LYNE, V.; HOLLICK, M. Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. Institute of Engineers Australia National Conference. Anais. 1979. Disponível em: <[http://www.academia.edu/download/39814986/Stochastic\\_Time-Variable\\_Rainfall-Runoff20151108-5238-xrczh.pdf](http://www.academia.edu/download/39814986/Stochastic_Time-Variable_Rainfall-Runoff20151108-5238-xrczh.pdf)>. Acesso em: 16 out. 2017.

LINSLEY JR, R. K., KOHLER, M. A., & PAULHUS, J. L. *Hydrology for engineers*. 1975

LUXMOORE, R.J.; JARDINE, P.M.; WILSON, G.V.; JONES, J.R.; ZELAZNY; L.W.. Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope. *Geoderma* 46, 139–154, 1990.

MATSUBAYASHI U; VELASQUEZ GT; TAKAGI F. Hydrograph separation and flow analysis by specific electrical conductance of water. *Journal of Hydrology* 152: 179–199. DOI: 10.1016/0022-1694(93)90145-Y, 1993.

MCDONNELL, J. J.; STEWART, M. K.; OWENS, I. F. Effect of catchment-scale subsurface mixing on stream isotopic response. *Water Resources Research*, 27(12), 3065-3073, 1991.

MCDONNELL, J.J.. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*. 26, 2821–2832, 1990.

MORTATTI, J., PROBST, J. L., AND FERREIRA, J. R. Hydrological and geochemical characteristics of the Jamari and Jiparana river basin (Rondonia, Brazil), *Geojournal* 26(3), 287–296, 1992.

NASH, J. E. A unit hydrograph study, with particular reference to British catchments. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 17(3), 249-282, 1960.

NASH, J. E. The form of the instantaneous unit hydrograph. *International Association of Scientific Hydrology, Publ*, 3, 114-121, 1957.



- NATHAN, R. J; T. A. MCMAHON, Evaluation of Automated Techniques for Baseflow and Recession Analysis. *Water Resources Research* 26(7):1465-1473, 1990.
- NAZEER, A. Baseflow and Beta Distribution. Proceeding of the 1989. National Conference on Hydraulic Engineering. 25-30, 1989.
- NEFF, B. P., DAY, S. M., PIGGOTT, A. R., & FULLER, L. M. *Base flow in the Great Lakes basin* (No. 2005-5217). US Geological Survey, 2005.
- NEJADHASHEMI AP; SHIRMOHAMMADI A; MONTAS HJ. Evaluation of streamflow partitioning methods. Paper No.032183 In ASAE Annual International Meeting, St. Joseph M ed.: Las Vegas, Nevada, USA, 2003.
- O'BRIEN, A. K., K. C; RICE, M. M.; KENNEDY, O. P. Bricker Comparison of episodic acidification of Mid-Atlantic upland and coastal plain streams, *Water Resour. Res.*, 29, 3029-3039, 1993.
- PETTYJOHN, W. A., & HENNING, R. J. *Preliminary estimate of regional effective ground-water recharge rates in Ohio*. Ohio State University. Water Resources Center. 1979.
- PINDER, G. F.; JONES, J. F. Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resources Research*, 5(2), 438-445, 1969.
- PIGGOTT, A. R., MOIN, S., & SOUTHAM, C. A revised approach to the UKIH method for the calculation of baseflow/Une approche améliorée de la méthode de l'UKIH pour le calcul de l'écoulement de base. *Hydrological Sciences Journal*, 50(5), 2005.
- R Core Team (2013). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>.
- RICE K. C.; BRICKER O. P. Seasonal cycles of dissolved constituents in stream water in two forested catchments in the mid-Atlantic region of the eastern USA. *Journal of Hydrology*. 170, 137–158. 1995.
- RUTLEDGE, A. T. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records: Update. 1998.
- SCANLON, T. M., RAFFENSPERGER, J. P., & HORNBERGER, G. M. (2001). Modeling transport of dissolved silica in a forested headwater catchment: Implications for defining the hydrochemical response of observed flow pathways. *Water Resources Research*, 37(4), 1071-1082.
- SCHÖNIGER, M.. Beitrag zur Abflußbildung und Grundwasserneubildung im paläozoischen Festgestein (Lange Bramke, Oberharz), 1991.
- SLOTO, R. A.; CROUSE, M. Y. HYSEP, a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. US Department of the Interior, US Geological Survey, 1996.
- SKLASH, M. G.; FARVOLDEN, R. N.; FRITZ, P. A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of oxygen-18 as a natural tracer. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 13, n. 2, p. 271–283, 1976.
- STEWART, M. K. Promising new baseflow separation and recession analysis methods applied to streamflow at Glendhu Catchment, New Zealand. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6), 2587, 2015.
- STEWART, M. K.; MEHLHORN, J.; ELLIOTT, S. Hydrometric and natural tracer (oxygen-18, silica, tritium and sulphur hexafluoride) evidence for a dominant groundwater contribution to Pukemanga Stream, New Zealand. *Hydrological Processes*, 21(24), 3340-3356, 2007.
- SU, N. The unit hydrograph model for hydrograph separation. *Environment International*, 21(5), 509-515. 1995.

SZILAGYI, J., & PARLANGE, M. B.. Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. *Journal of Hydrology*, 204(1-4), 251-260, 1998.

UHLENBROOK S.; LEIBUNDGUT C.; MALOSZEWSKI P. Natural tracers for investigating residence times, runoff components and validation of a rainfall-runoff model. IAHS Publications 262, pp. 465–472, 2000.

USDA-Agricultural Research Service, 1973. Linear Theory of Hydrologic Systems. United States Department of Agriculture, A.R.S., Technical Bulletin (1468).

VITVAR, T.; BURNS, D. A.; LAWRENCE, G. B.; MCDONNELL, J. J.; WOLOCK, D. M. . Estimation of baseflow residence times in watersheds from the runoff hydrograph recession: method and application in the Neversink watershed, Catskill Mountains, New York. *Hydrological Processes*, 16(9), 1871-1877, 2002.

WITTENBERG, H. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological Processes*, 13(5), 715-726, 1999.

YANGUI, H.; ZOUARI, K.; ROZANSKI, K. Hydrochemical and isotopic study of groundwater in Wadi El Hechim–Garaa Hamra basin, Central Tunisia. *Environmental Earth Sciences*, v. 66, n. 5, p. 1359–1370, 2012.

ZHANG, R.; LI, Q.; CHOW, T. L.; LI, S.; DANIELESCU, S. Baseflow separation in a small watershed in New Brunswick, Canada, using a recursive digital filter calibrated with the conductivity mass balance method. *Hydrological Processes*, 27(18), 2659-2665, 2013.

ZHAO, P.; TANG, X.; ZHAO, P.; WANG, C.; TANG, J. Identifying the water source for subsurface flow with deuterium and oxygen-18 isotopes of soil water collected from tension lysimeters and cores. *Journal of hydrology*, 503, 1-10, 2013.