

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Centro de Desenvolvimento Tecnológico
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos



Tese

**Desempenho do LISEM para a modelagem hidrológica em bacia hidrográfica
com diferentes fontes de informações**

Cristian Larri Pires Veber

Pelotas, 2021

Cristian Larri Pires Veber

**Desempenho do LISEM para a modelagem hidrológica em bacia hidrográfica
com diferentes fontes de informações**

Tese aprovada, como requisito parcial,
para obtenção do grau de Doutor em
Recursos Hídricos, Programa de Pós-
Graduação em Recursos Hídricos,
Centro de Desenvolvimento
Tecnológico (CDTec), Universidade
Federal de Pelotas.

Orientador: Dr. Fabrício da Silva Terra (Orientador)

Coorientador: Dr. Samuel Beskow (Co-orientador)

Pelotas, 2021

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

V394d Veber, Cristian Larri Pires

Desempenho do LISEM para a modelagem hidrológica em bacia hidrográfica com diferentes fontes de informações / Cristian Larri Pires Veber ; Fabrício da Silva Terra, orientador ; Samuel Beskow, coorientador. — Pelotas, 2021.

151 f. : il.

Tese (Doutorado) — Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, 2021.

1. Sensoriamento remoto. 2. Simulação. 3. Modelo linear de mistura espectral. 4. Chuva. 5. Solo. I. Terra, Fabrício da Silva, orient. II. Beskow, Samuel, coorient. III. Título.

CDD : 627

Elaborada por Maria Inez Figueiredo Figas Machado CRB: 10/1612

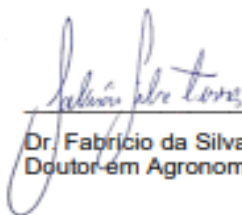
Cristian Larri Pires Veber

**Desempenho do LISEM para a modelagem hidrológica em bacia
hidrográfica com diferentes fontes de informações**

Tese aprovada, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Recursos Hídricos, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas.

Data da defesa: 12/03/2021

Banca examinadora:



Dr. Fabrício da Silva Terra (Orientador)
Doutor em Agronomia (Solos e Nutrição de Plantas) pela Universidade de São Paulo, USP.

Dr. Samuel Beskow (Co-orientador)
Doutor em Engenharia Agrícola pela Universidade Federal de Lavras.

Dr. Cristiano Christofaro Matosinhos
Doutor em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos pela Universidade Federal de Minas Gerais, UFMG.

Dr. Lessandro Coll Faria
Doutorado em Engenharia Agrícola pela Universidade Federal de Lavras.

Dra. Maria Candida Moitinho Nunes
Doutorado em Ciência do Solo pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Resumo

VEBER, Cristian Larri Pires Veber. **Desempenho do LISEM para a modelagem hidrológica em bacia hidrográfica com diferentes fontes de informações.** 2021,151p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

A necessidade de realizar o gerenciamento de risco de áreas sujeitas a eventos extremos de chuva, aliada à falta de dados hidrológicos, implica a necessidade de buscar métodos alternativos para a predição dos impactos gerados por tais eventos. Uma das alternativas é o modelo hidrológico Limburg Soil Model Erosion (LISEM). Neste trabalho, o LISEM foi aplicado em eventos de precipitação monitorados, ocorridos em uma bacia com aproximadamente 0,70Km², localizada em Canguçu/RS. O objetivo foi avaliar o desempenho do modelo na estimativa de hidrogramas de ESD originados de eventos extremos de chuva, mediante alterações no nível de detalhamento dos parâmetros de entrada, em uma pequena bacia hidrográfica monitorada, localizada próxima à nascente do arroio Pelotas. Foi realizado um levantamento topográfico detalhado da área, o que possibilitou a aplicação de um modelo digital de elevação com alta resolução espacial. Também foram utilizadas técnicas de sensoriamento remoto e amostragens de solo para a obtenção dos parâmetros de entrada do modelo. Os resultados demonstraram que, para a bacia em estudo, o desempenho do LISEM com a utilização dos dados de solo e de cobertura mais detalhados não foi superior ao com a utilização dos parâmetros sugeridos pelo manual do modelo. Já o detalhamento topográfico do curso d'água demonstrou, para esta bacia, uma melhora nos resultados de ESD, nas resoluções espaciais de 10m e 30m.

Palavras chaves: Resolução espacial, Sensoriamento remoto, Rural, LISEM, Canguçu, Brasil, Topografia, Solo.

Abstract

VEBER, Cristian Larri Pires Veber. **LISEM performance for hydrological modeling in a watershed with different sources of information.** 2021,151p. Thesis (Doctorate in Water Resources) - Postgraduate Program in Water Resources, Technological Development Center, Federal University of Pelotas, Pelotas.

The need to carry out risk management in areas subject to extreme rainfall events, combined with the lack of hydrological data, implies the need to seek alternative methods for predicting the impacts generated by such events. One of the alternatives is the Limburg Soil Model Erosion (LISEM) hydrological model. In this work, LISEM was applied to monitored precipitation events, which occurred in a basin with approximately 0.70Km², located in Canguçu/RS. The objective was to evaluate the model's performance in estimating ESD hydrographs originating from extreme rainfall events, through changes in the level of detail of the input parameters, in a small monitored watershed, located near the source of the Pelotas stream. A detailed topographic survey of the area was carried out, which enabled the application of a digital elevation model with high spatial resolution. Remote sensing techniques and soil sampling were also used to obtain the model's input parameters. The results showed that, for the basin under study, the LISEM performance using more detailed soil and cover data was not superior to that using the parameters suggested by the model manual. The topographic detailing of the watercourse showed, for this basin, an improvement in the ESD results, in the spatial resolutions of 10m and 30m.

Keywords: Spatial resolution, Remote Sensing, Rural, LISEM, Canguçu, Brazil, Topography, Soil

Lista de Abreviaturas

ANA	Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico
AS	Análise físico-hídrica do solo
DC	Detalhamento topobatimétrico do curso d'água
ESD	Escoamento Superficial Direto
MDE	Modelo Digital de Elevação
MLME	Modelo Linear de Mistura Espectral
BHAP	Bacia Hidrográfica do Arroio Pelotas
CN	Número da Curva
ESRI	Environmental Systems Research Institute
FDP	Função Densidade de Probabilidade
HBV	Hydrologiska Byrans Vattenavdelning Model
HU	Hidrograma Unitário
HUI	Hidrograma Unitário Instantâneo
HUIG	Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico
HUT	Hidrograma Unitário Triangular
IAF	Índice de Área Foliar
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IO	Imagens Orbitais
LDD	Mapa de direção de fluxo
LISEM	Limburg Soil Erosion Model
MDEHC	Modelo Digital de Elevação Hidrologicamente Consistente
MIKE SHE	Systeme Hydrologique European
SBHSE	Sub-Bacia Hidrográfica da Sanga do Ellert
SCS	Soil Conservation Service
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
VIC	Variable Infiltration Capacity

Lista de Símbolos

λ	Coeficiente de abstração inicial
A	Área da bacia hidrográfica
C_{NS}	Coeficiente de Nash e Sutcliffe
ER_{Qp}	Erro relativo na estimativa de vazão de pico
D	Duração da P_u
L	Comprimento do curso d'água principal
t	Intervalo de tempo
FP	Fator de pico
P_i	Precipitação efetiva no intervalo de tempo i
H	Nível da lâmina de água
P_e	Precipitação efetiva
P	Precipitação total
P_u	Precipitação efetiva unitária
q	Vazão por unidade de precipitação efetiva unitária
Q	Vazão
Q_i	Vazão de escoamento superficial direto
$Q_{i_{obs}}$	Vazão observada do HESD no tempo $t=i$
$Q_{i_{est}}$	Vazão simulada do HESD no tempo $t=i$
Q_{obs}'	Vazão média observada
Q_{est}'	Vazão média simulada
Q_{pobs}	Vazão de pico observada
Q_p	Vazão de pico unitária
R_A	Razão entre as áreas das bacias
S	Capacidade de armazenamento de água no solo
S_0	Declividade média do talvegue
I_a	Perdas por abstração inicial
t	Intervalo de simulação
t_a	Tempo de ascensão do hidrograma
t_{lag}	Tempo de retardo da bacia hidrográfica
T_e	Tempo de recessão
V	Velocidade dinâmica

T_{lag1}	Metodologia T_{lag} com base em equação empírica
T_{lag2}	Metodologia T_{lag} com base no tempo de concentração
T_{lagobs}	T_{lag} observado
t_c	Tempo de concentração
X	Declividade média da bacia hidrográfica

Sumário

1	Introdução.....	12
2	Hipótese	15
2.1	Objetivo geral	15
2.2	Objetivos específicos.....	15
3	Revisão de Literatura	16
3.1	Ciclo hidrológico	16
3.2	Aplicação de Geotecnologias nos Recursos Hídricos	19
3.3	Modelagem hidrológica	20
3.4	Limburg Soil Erosion Model (LISEM).....	22
4	Metodologia.....	25
4.1	Área de estudo	25
4.2	Funcionamento do LISEM	27
4.3	Parametrização do LISEM.....	29
4.3.1	Configurações gerais	29
4.3.2	Monitoramento hidrológico.....	36
4.3.3	Levantamentos topográfico e topobatimétrico	38
4.3.4	Cobertura do solo	43
4.3.5	Atributos físico-hídricos do solo	47
4.4	Cenários propostos e análise de desempenho	49
5	Resultados e discussão.....	55
5.1	Informações processadas para a modelagem no LISEM	55
5.1.1	Relevo.....	55
5.1.2	Uso do solo	72
5.1.3	Atributos físico-hídricos do solo	77

5.2	Comparação entre eventos	82
5.3	Comparações entre cenários	87
6	Conclusões.....	94
	Referências Bibliográficas	96
	Apêndices.....	103

1 Introdução

Atualmente, por intermédio dos meios de comunicação, observam-se cada vez mais os impactos causados por diversos desastres naturais. Dentre estes, destacam-se os oriundos de eventos extremos de precipitação, decorrentes de alterações climáticas com causas naturais ou, principalmente, provocadas por ações antrópicas (ÁVILA *et al.*, 2014). Tais eventos podem causar, além de perdas humanas em áreas atingidas, grandes prejuízos econômicos e ambientais.

A existência de séries históricas de vazões, especialmente para representar a sua relação com a cota e/ou vazão de cursos d'água, é muito importante para que seja possível avaliar os riscos envolvidos nesses eventos e as suas consequências. A principal dificuldade para a obtenção dessas séries históricas se refere à grande variabilidade espaço-temporal das chuvas e à falta de dados de monitoramento em algumas áreas. A distribuição das estações de monitoramento no Brasil ocorre de forma muito desigual. Enquanto algumas regiões do país contam com uma quantidade razoável de estações, outras sofrem com a falta destas (BESKOW *et al.* 2016). As séries históricas existentes de dados de precipitação e vazão geralmente são curtas, estando sob responsabilidade da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) o gerenciamento das estações de monitoramento hidrológico.

Quanto à análise de cheias em bacias hidrográficas, são comumente necessários o monitoramento e a modelagem hidrológica para a estimativa de vazões máximas e hidrogramas de cheias, com atenção especial ao escoamento superficial direto (ESD), partindo-se do princípio de que a utilização de dados observados torna o resultado de tais estimativas mais confiável e representativo. Os resultados obtidos a partir de simulações podem ser utilizados no gerenciamento de recursos hídricos em diversos segmentos, como na agricultura, na gestão de desastres naturais, na geração de energia através de hidroelétricas, na navegação, no planejamento de bacias hidrográficas e de diversas obras hidráulicas.

Existem algumas alternativas tradicionais para a estimativa de vazões de pico e/ou hidrogramas de cheia, tais como as técnicas do Hidrograma Unitário (HU)

(SHERMAN, 1932) e do Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI) (CLARK, 1945). O Hidrograma Unitário Triangular (HUT) (SCS, 1972) é um dos métodos de HU mais usados no mundo. Embora esses métodos tenham sido criados há várias décadas, ainda são muito utilizados, principalmente, para a estimativa de vazões de pico (AGUIRRE *et al.*, 2005). Contudo, esses modelos apresentam limitações para a simulação do impacto de mudanças climáticas e de uso do solo sobre hidrogramas de cheias.

Com o avanço da computação, os modelos determinísticos espacialmente distribuídos possuem grande vantagem sobre outros, como os empíricos (ZAVATERRO *et al.*, 2016). Segundo ZAVATERRO *et al.* (2016), a utilização de modelos determinísticos espacialmente distribuídos possibilita analisar profundamente várias etapas do ciclo hidrológico. Este é o caso do Limburg Soil Erosion Model (LISEM) (DE ROO *et al.*, 1996), desenvolvido para a modelagem de ESD e processo erosivo, que possui um software dedicado à aplicação da metodologia. O modelo possui diversas vantagens, como a criação de diferentes cenários de precipitação e uso do solo, o que possibilita avaliar o impacto decorrente dessas alterações sobre o ESD. O LISEM é totalmente integrado a um sistema de informação geográfica (SIG), que possibilita a utilização de dados espacialmente distribuídos. Outra vantagem é o fato de a modelagem ser totalmente baseada em relações matemáticas com fundamentação física, o que permite a incorporação de novas relações ao modelo (DE ROO *et al.*, 1995). O LISEM, por ser um modelo conceitual, utiliza diversas variáveis de entrada para a simulação do ESD, de modo que a utilização de dados confiáveis e precisos ganha muita importância quando se utiliza esse tipo de modelagem.

A maior capacidade computacional existente atualmente gera uma demanda pela aquisição de dados espaciais de forma mais precisa em modelos hidrológicos (KITE & PIETRONIRO; 1996). Com isso, a utilização de ferramentas de sensoriamento remoto tem se tornado muito importante, devido à maior facilidade na obtenção de dados e também, em muitos casos, à redução de custos (KOBILINSKY *et al.*, 1992).

Dentre os dados de entrada de maior importância no LISEM, os topográficos destacam-se por serem os fatores mais importantes na modelagem hidrológica, influenciando diretamente a rede de drenagem e declividade da bacia (MA *et al.*, 2016). Muitas vezes, a obtenção de dados topográficos com levantamentos de campo apresenta um nível de dificuldade elevado. Nesse sentido, o LISEM tem sido aplicado em diversas partes do mundo, e, de forma geral, utilizam-se dados obtidos através de sensoriamento remoto para a representação da topografia com a geração de um modelo digital de elevação (MDE). A importância de um MDE, que possibilite uma análise detalhada dos fluxos de escoamento, foi observada por Kinsey-Henderson *et al.* (2005) ao analisarem o impacto de padrões de ESD nos sedimentos finos na bacia de Burdekin, com aproximadamente 1.200Km², localizada no norte da Austrália. Os autores destacaram que, além de padrões de vegetação e declividade, os padrões de acúmulo de fluxo também eram muito importantes.

Rahmati *et al.* (2013) utilizaram o LISEM na bacia de Lighvan (78,53Km²), no oeste do Irã, para simular o ESD. Os pesquisadores destacaram a importância da utilização simultânea de dados de sensoriamento remoto e SIG para a obtenção dos parâmetros de entrada no LISEM. Nesse trabalho, os autores utilizaram resolução espacial de 100 m e obtiveram, de forma detalhada, diversos parâmetros para cada célula, incluindo ensaios de campo para obtenção dos dados de atributos de solo.

É importante observar que, apesar de diversas pesquisas utilizando o LISEM, não se percebe significativa preocupação em representar, de forma detalhada, o relevo da bacia e, principalmente, suas características no curso d'água. A ausência da utilização desse tipo de informação pormenorizada decorre, provavelmente, da grande dificuldade em obtê-la. Assim como o detalhamento do terreno, o estudo, também detalhado, das características do solo é uma grande dificuldade, principalmente na modelagem em grandes bacias.

Dessa forma, explorando a capacidade apresentada pelo LISEM de trabalhar com conjuntos de dados variados, esta pesquisa pretende testar e analisar diferentes cenários, com o intuito de verificar o impacto da utilização de dados topográficos e de solo obtidos através de levantamentos detalhados *in loco* e, no caso da cobertura do solo, através de imagens orbitais, comparando-os com os parâmetros sugeridos no

manual do LISEM. Com isso, espera-se avaliar se é necessária a utilização do maior nível de detalhamento possível na modelagem ou se a utilização de dados sugeridos por *default* do LISEM já é suficiente para uma modelagem satisfatória, uma vez que, em muitos casos, principalmente em grandes bacias, a obtenção de dados detalhados é um trabalho extremamente demorado e difícil.

2 Hipótese

O detalhamento dos dados de entrada do modelo LISEM, principalmente dos parâmetros relativos à topografia e ao solo, tem impacto na acurácia do modelo hidrológico avaliado frente a estimativa de hidrogramas de ESD originados de eventos extremos de chuva em bacia hidrográfica de pequeno porte.

2.1 Objetivo geral

Avaliar o desempenho do LISEM na estimativa de hidrogramas de ESD originados de eventos extremos de chuva, mediante alterações no nível de detalhamento dos parâmetros de entrada do modelo, em uma pequena bacia hidrográfica monitorada localizada próxima à nascente do arroio Pelotas, no município de Canguçu, Rio Grande do Sul, Brasil.

2.2 Objetivos específicos

- Comparar a qualidade preditiva do LISEM, submetido a alterações dos dados de entrada, utilizando dados observados da bacia em questão e comparando-os com os sugeridos no manual do modelo. A batimetria e algumas seções obtidas para o principal canal de drenagem da bacia também foram avaliadas.
- Avaliar a resposta do LISEM frente as diferentes resoluções espaciais de MDE;
- Utilizar o Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME) com o intuito de obter parâmetros de cobertura do solo mais precisos e avaliar o seu uso

comparando com os resultados obtidos utilizando os dados sugeridos pelo manual do LISEM.

- Avaliar o efeito na acurácia do modelo utilizando dados físico-hídricos de solo, comparando-o com os resultados obtidos aplicando os dados sugeridos pelo manual do LISEM.

3 Revisão de Literatura

3.1 Ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico (Figura 1) corresponde ao movimento da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, nos seus diferentes estados (sólido, líquido e gasoso) e nos diferentes ambientes do globo terrestre - atmosfera, oceano, solo, dentre outros. Tal ciclo possui importantes componentes associados à dinâmica da água, dos quais destacam-se o ESD, a precipitação, a evapotranspiração e a interceptação, que estão implicitamente relacionados a complexos processos físicos responsáveis pelo ciclo (TUCCI, 2000).

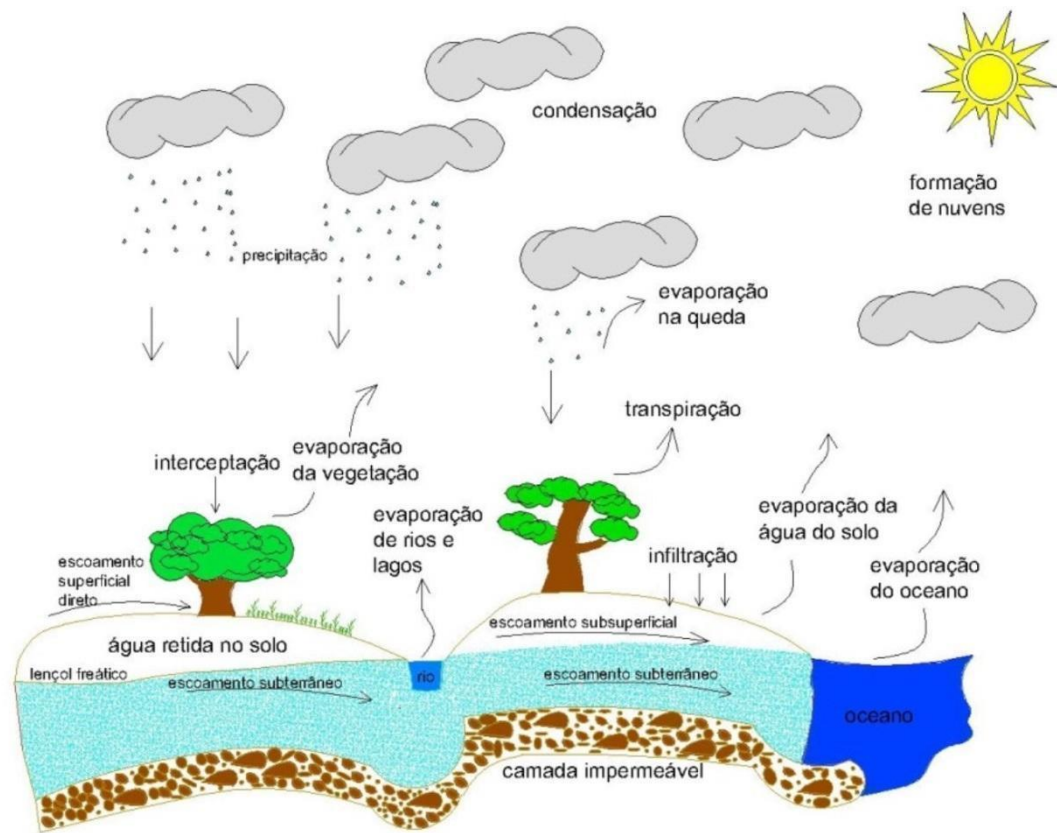


Figura 1 - Componentes principais do ciclo hidrológico

Fonte: Beskow *et al.* (2015).

No ciclo hidrológico, o ar da atmosfera é aquecido devido, principalmente, à radiação do sol, que causa a evaporação da água líquida, a transpiração das plantas e a evaporação da água nos solos, possibilitando a formação de nuvens na atmosfera por meio da condensação. Dessa forma, sob determinadas condições, a água pode retornar à superfície em uma das formas de precipitação (granizo, neve ou chuva). A evaporação dos rios, lagos e oceanos, além da transpiração das plantas, são fundamentais para o fornecimento de vapor para atmosfera, possibilitando a formação de nuvens e a dinâmica do ciclo hidrológico. Com isso, alcançando a superfície do solo, a precipitação pode infiltrar - contribuindo, assim, para o abastecimento dos aquíferos - ou escoar até atingir os oceanos e lagos, constituindo um elemento responsável pelos grandes volumes de cheia nos diferentes cursos d'água.

A dinâmica da água, após contato com o solo, é influenciada por fatores como relevo, área da bacia, tipo de solo, tipo de precipitação predominante, dentre outros. Existem, ainda, outros fatores, como tipo de clima, vegetação existente e rocha (HORTON, 1932). A intervenção humana também deve ser considerada, pois, em muitas circunstâncias, possui influência sobre o ciclo hidrológico. Nesse sentido, alterações naturais ou antrópicas nas características naturais de uma bacia hidrográfica podem modificar significativamente a magnitude dos valores de cada componente do ciclo.

A ocorrência de eventos extremos de precipitação, aliada à ocupação de áreas de risco, pode acarretar sérias consequências, como enxurradas, inundações, alagamentos e deslizamentos. O conhecimento do comportamento da transformação da chuva em ESD é de suma importância nesse processo. Para representar tal transformação, existem modelos hidrológicos mundialmente utilizados, como o Hidrograma Unitário (HU) (SHERMAN, 1932). Embora existam modelos que não necessitam de séries históricas de precipitação e vazão para serem utilizados, a obtenção desses dados é importante para uma melhor compreensão do processo.

O conceito de Hidrograma Unitário (HU) foi proposto, inicialmente, por Sherman (1932) com base no princípio de superposição, segundo o qual a bacia hidrográfica comporta-se como um sistema linear e invariante no tempo, permitindo uma função de resposta constante (GENOVEZ, 2001). No entanto, sua aplicação exige a utilização de muitos parâmetros, o que restringe sua utilização a bacias monitoradas e ocasiona uma procura por modelos mais simples, que façam uso de menos parâmetros. Nesse contexto, surgiram os hidrogramas unitários sintéticos.

Gottschalk *et al.* (1998) definem o hidrograma unitário como a resposta da bacia a uma precipitação como dado de entrada, resultando numa função determinística. Os pesquisadores destacam que as diferenças entre os hidrogramas gerados decorrem, principalmente, do tempo de duração da chuva. Assim, demonstram, através dos dados, que, com o aumento do tempo de duração do evento de chuva, existe uma tendência da diminuição da vazão de pico do hidrograma.

Baseados em equações empíricas, os hidrogramas sintéticos procuram ampliar a utilização do hidrograma unitário para bacias hidrográficas não monitoradas, relacionando a forma do hidrograma unitário às características fisiográficas da bacia (JENA *et al.*, 2006).

Clark (1945) postula que a resposta hidrológica da bacia é independente da duração. Refere-se a uma chuva unitária instantânea, conhecida, em termos matemáticos, como pulso unitário instantâneo ou função delta de Dirac, formulando assim, o Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI)

Rodriguez-Iturbe *et al.* (1979) propõem uma nova concepção geomorfológica para o HUI, com base em conceitos probabilísticos, em que o hidrograma é interpretado como função densidade de probabilidade (FDP) do tempo de viagem de uma gota de água que cai em um determinado ponto da bacia. O HUI resultante é chamado de Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG), estabelecendo, por meio das razões geomorfológicas de Horton (1945), relação direta entre a geomorfologia da bacia e sua resposta hidrológica através de teorias de mecânica estatística.

3.2 Aplicação de Geotecnologias nos Recursos Hídricos

Geotecnologias são um conjunto de tecnologias com o propósito de coletar, processar, analisar e publicar informações geográficas. São exemplos de geotecnologias os SIGs (Sistemas de Informações Geográficas), o GPS, o sensoriamento remoto, as imagens de satélite, entre outros (ROSA, 2011).

Dentre as tecnologias citadas, o sensoriamento remoto é uma ferramenta importante, com várias aplicações no monitoramento e no gerenciamento de recursos hídricos. Essa ferramenta possibilita a caracterização de grandes áreas a partir de imagens aéreas e orbitais. Espinoza *et al.* (2005) utilizaram imagens orbitais, oriundas do satélite LANDSAT 5, nas bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7. As imagens foram tratadas e trabalhadas para a construção da carta-imagem temática do uso do solo, do Modelo de Elevação digital e do corredor (área de influência de legislação ambiental) ao longo do rio Itajaí-Açu. Para a digitalização, foram utilizadas as cartas topográficas de Itajaí

e Gaspar na escala de 1:50.000 do IBGE, utilizando-se o software SPRING 3.2. Microcomputadores foram utilizados para organizar e arquivar os dados numéricos.

Outra grande aplicação do sensoriamento remoto é a determinação do índice de área foliar (IAF), o qual possui grande importância em diversas áreas da agricultura (CLEVERS *et al.*, 2017). Nesse trabalho, os pesquisadores utilizaram imagens do Sentinel 2 para a determinação do IAF, como forma de avaliar o desenvolvimento da cultura de batata, plantada na localidade de Noord-Brabant (Holanda). Foram utilizadas as bandas 4 e 8, com resolução espacial de 10m e tempo de recorrência de 10 dias para obtenção do IAF.

Os Sistemas de Informações Geográficas (SIGs), por sua vez, podem ser definidos como ferramentas de armazenamento, manipulação e análise de fenômenos geográficos (CYSNE, 2004). Atualmente, os SIGs vêm auxiliando e assumindo maior importância em estudos hidrológicos, possibilitando a representação e manipulação de dados espaciais, tais como entidades geográficas da paisagem, por meio de informações georreferenciadas que descrevem as suas características e formas específicas (FERRAZ *et al.* 1999).

3.3 Modelagem hidrológica

O assunto modelagem hidrológica é bastante amplo e complexo, abrangendo diversos conceitos importantes para o seu entendimento. Desse modo, para uma melhor compreensão, deve-se diferenciar sistema, modelo e simulação (CALDEIRA *et al.*, 2018). Dooge (1973) define sistema como uma organização de elementos, reais ou abstratos, que relaciona algum tipo de estímulo de entrada à sua resposta. O modelo, por sua vez, pode ser considerado como a representação de um sistema de maneira simplificada (SOROOSHIAN *et al.*, 2008). Por fim, a simulação pode ser entendida como a aplicação de um modelo hidrológico matemático para a representação dos principais componentes do ciclo hidrológico, desde a ocorrência da precipitação até a resposta da bacia em termos de vazões (CALDEIRA *et al.*, 2018).

A modelagem hidrológica pode ser compreendida como a aplicação de um modelo hidrológico, com a finalidade de representar os principais componentes do

ciclo hidrológico através de um sistema parametrizado. Para tanto, utilizam-se, basicamente, dados de solos, vegetação, clima e relevo (CALDEIRA *et al.* 2018). Essa modelagem é, também, uma importante ferramenta de planejamento e gestão ambiental. Atualmente, diversos estudos têm sido conduzidos com o intuito de analisar o desempenho de modelos por meio da análise de seus resultados e de dados observados (ABDULKAREEM *et al.*, 2018). Khaleghi *et al.* (2011), ao estudarem a utilização dos modelos Snyder (SNYDER, 1938), SCS (MOCKUS, 1957), Triangular (SCS, 1971), Rosso (ROSSO, 1984) e Geomorfológico (RODRIGUEZ *et al.*, 1979), na bacia de Kasilian com 68,2Km², no norte do Irã, verificaram o impacto que a ocupação dos espaços, a distribuição dos recursos e o desenvolvimento urbano têm na forma do hidrograma gerado.

Um desafio em grandes bacias é a dificuldade na escolha de parâmetros que representem a sua heterogeneidade, o que não ocorre nas pequenas, que tendem a ser mais homogêneas. Para estas bacias, parâmetros como condutividade hidráulica e tipo de solo e cobertura da superfície podem ser obtidos com mais facilidade (TUCCI *et al.*, 1997). Outra dificuldade que ocorre, para bacias de todos os tamanhos, é a não existência de dados hidrológicos consistentes disponíveis para a aplicação de modelos hidrológicos.

Dessa forma, existem modelos que relacionam indiretamente os hidrogramas à precipitação por meio da utilização de características geométricas das bacias. Isso se explica pois, conforme Aguirre *et al.* (2005), há uma estreita relação entre as características geomorfológicas das bacias e suas respostas hidrológicas. Embora limitados, existem modelos empíricos, os quais são desenvolvidos em condições específicas. Dentre esses, estão os determinísticos, que se utilizam de séries históricas, e os estocásticos (LUCAS *et al.*, 2009).

Outra aplicação de modelos hidrológicos é o estudo isolado de fatores, a fim de determinar suas influências no resultado de um processo. Isso pode ser observado no trabalho de Zhang *et al.*, (2011), no qual os autores estudaram, em um ambiente semi-árido, os efeitos da umidade antecedente do solo no escoamento superficial e as suas implicações na modelagem. Os dados foram obtidos a partir de quatro bacias monitoradas continuamente entre 2002 e 2010, e foi feita a comparação entre a

utilização da umidade antecedente em cada evento e a média dos oito anos de dados coletados. Os autores concluíram que, nas condições do estudo, os resultados obtidos na simulação utilizando-se a umidade antecedente são estatisticamente idênticos aos obtidos utilizando-se a média dos nove anos de dados.

Atualmente, há uma grande variedade de modelos hidrológicos, que possuem aplicações e restrições diversas. Várias pesquisas têm buscado a definição do modelo mais representativo para o ESD e, em muitos casos, modelos mais complexos não necessariamente apresentam os melhores resultados. Gayathri *et al.* (2015) analisaram os modelos Soil and Water Assessment Tool (SWAT), Systeme Hydrologique European (MIKE SHE), Hydrologiska Byrans Vattenavdelning model (HBV), TOPMODEL (Topography Based Hydrological Model) (BEVEN *et al.*, 1979) e Variable Infiltration Capacity (VIC), com o objetivo de descrever seu funcionamento e suas aplicações. Os autores destacaram que cada um dos modelos tem suas próprias características únicas e respectivas aplicações. Alguns deles são abrangentes, usam conceitos físicos de processos hidrológicos e são distribuídos no espaço e no tempo; outros, por sua vez, são empíricos e possuem mais restrições. No entanto, todos, usados para bacias hidrográficas monitoradas ou não, auxiliam na previsão de enchentes, na gestão de recursos hídricos, no uso da terra etc.

Dentre os modelos conceituais que possuem aplicação abrangente, mas que, segundo Clutario *et al.* (2014), também necessitam de uma quantidade considerável de dados de entrada, está o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996). Os processos incorporados ao LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) são chuva, interceptação, armazenamento de superfície em microdepressões, infiltração, fluxo superficial (ESD), fluxo de canal, além de transporte de sedimentos.

3.4 Limburg Soil Erosion Model (LISEM)

Segundo Jetten (2018), o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) é um modelo conceitual com a proposta de simular eventos de ESD e processos erosivos na escala de bacia. Ainda de acordo com o autor, pelo fato de o modelo simular eventos isolados, este não deve ser utilizado para modelar processos lentos, como

evapotranspiração, escoamento subsuperficial ou alterações na cobertura do solo devido ao desenvolvimento de culturas.

O LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) foi desenvolvido entre 1991 e 1994, no sul da Província de Limburg, Holanda, tendo sido inicialmente utilizado em bacias hidrográficas para seu desenvolvimento. Desse modo, o LISEM surgiu como um modelo hidrológico conceitual, com a finalidade de planejamento e conservação dos recursos naturais (DE ROO *et al.*, 1995). O LISEM é um modelo fisicamente fundamentado, utilizado em escala de bacia, completamente incorporado a um sistema de informações geográficas (SIG), o que, segundo De Roo *et al.* (1996), possibilita sua aplicação em bacias hidrográficas de grande porte. A associação com um SIG possibilita ao LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) a simulação de diversos processos hidrológicos. De Roo *et al.* (1996) utilizaram dados de vazão e sedimentos de três estações de monitoramento localizadas nos exutórios de seis sub-bacias. Também foram utilizados doze pontos de amostragem para a determinação da tensão matricial ao longo de quatro declividades diferentes de solo, em nove profundidades. Os pesquisadores concluíram que o LISEM simulou os processos erosivos em eventos simples de precipitação, o que possibilitou a análise de variação de uso de solo e a criação de diversos cenários de análise. Também sugeriram que as diferenças verificadas entre a simulação e os dados observados eram oriundas, principalmente, da variação espaço-temporal da condutividade hidráulica e da tensão matricial inicial na escala de bacia. A falta de compreensão total dos processos erosivos foi uma das causas dessas diferenças.

De Roo *et al.* (1999) calibraram e validaram o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) em duas bacias, uma localizada em Limburg, na Holanda, e outra, em Zululand, na África do Sul. Foi utilizado o modelo de infiltração de Green-Ampt, com dez eventos de precipitação na bacia de Catsop, na Holanda, para a calibração do LISEM. Primeiramente, o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) foi calibrado em relação à vazão de pico, alegando-se que experiências anteriores haviam demonstrado que essa seria a melhor abordagem. Na bacia de Zululand, os pesquisadores concluíram que, devido a condições específicas - tais como o tempo de resposta lento e a diminuição de descarga também lenta, em decorrência, provavelmente, da predominância do

escoamento subsuperficial -, o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) não era capaz de simular tais fenômenos. Foram utilizados cinco eventos para validar a aplicação do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) na bacia de Catsop. Os pesquisadores concluíram que não foi possível a aplicação do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) na bacia de Zululand devido à predominância de fenômenos não incorporados ao modelo, o que limitou a sua calibração. Já na bacia de Catsop, foram observadas diferenças entre hidrogramas, atribuídas à grande sensibilidade de algumas variáveis, tais como condutividade hidráulica e umidade inicial do solo, principalmente.

Gomes *et al.* (2008) simularam o ESD com o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) na bacia do ribeirão Marcela, em Minas Gerais. Foi avaliada a influência de cenários de cobertura vegetal no ESD, o que possibilitou a observação de grande sensibilidade do modelo a variações da umidade antecedente do solo, sendo esta a principal variável de calibração. Os autores concluíram que o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) obteve desempenho satisfatório na estimativa de hidrogramas de ESD, podendo ser utilizado em bacias hidrográficas tropicais.

Rahmat *et al.* (2013) avaliaram a utilização do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) para estimativa de hidrogramas de ESD com dados oriundos de sensoriamento remoto em conjunto com alguns obtidos *in loco*. A pesquisa foi realizada na bacia Lighvan, localizada no noroeste do Irã. Os autores utilizaram três eventos de precipitação e imagens do sensor MODIS para a obtenção dos índices de diferença de vegetação, de área foliar e de fração de cobertura. Os autores concluíram que o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) apresentou bom desempenho e destacaram a possibilidade de sua utilização, baseando-se em imagens de satélite concomitantemente com alguns parâmetros determinados em laboratório ou campo.

Barros *et al.* (2014) analisaram o desempenho do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) no que tange ao ESD e a processos erosivos, na bacia do arroio Lajeado Ferreiro, com área de drenagem de 11,90Km², localizada na região noroeste do RS, que apresenta uso do solo intensivo. Foram utilizados 2 eventos de precipitação ocorridos em 2014 e, a partir destes, foram propostos 3 cenários. O primeiro considerou o dobro da intensidade da chuva medida; o segundo, um acréscimo de 50% na intensidade; e o terceiro considerou somente 50% da intensidade. Os autores

obtiveram resultados satisfatórios no que se refere à simulação do ESD e concluíram que os resultados dos cenários 1 e 2 indicaram um alto potencial para causar danos ambientais.

Starklof *et al.* (2014) destacaram o problema que a perda de solos representa na Noruega, uma vez que há uma escassez de áreas produtivas. Os autores aplicaram o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) e o modelo EROSION 3D (SCHMIDT, 1996) na bacia Skuterud, município de Ås, na Noruega. Ambos os modelos foram calibrados utilizando-se, como referência, os hidrogramas de ESD observados e um modelo digital de elevação com resolução de 5m. Nas duas situações, os modelos demonstraram bons resultados no que tange à simulação do ESD.

4 Metodologia

4.1 Área de estudo

A área de estudo encontra-se dentro da bacia hidrográfica do arroio Pelotas (BHAP), situada no sul do estado do Rio Grande do Sul (RS). A BHAP abrange os municípios de Pelotas, Morro Redondo, Canguçu e Arroio do Padre e possui o arroio Pelotas como principal curso d'água. Próxima à nascente do arroio Pelotas e dentro do município de Canguçu, encontra-se a sub-bacia hidrográfica da sanga do Ellert (SBHSE), com aproximadamente 70ha, que foi objeto desta pesquisa (Figura 2).



Figura 2 - Localização da área de estudo

A importância da BHAP decorre, dentre outros fatores, do fato de ser um dos principais pontos de captação de água para consumo humano no município de Pelotas/RS. Com aproximadamente 343.000 habitantes, Pelotas é o principal município do sul do estado do Rio Grande do Sul, cujo abastecimento depende da

utilização das águas do arroio Pelotas. A Estação de Tratamento de Água (ETA - Sinnott) é responsável por captar, tratar e distribuir aproximadamente 40% do volume de água consumido diariamente no município. Outro aspecto importante, que deve ser considerado com relação ao arroio Pelotas, é que, além de sua utilização na agricultura, este possui um grande valor cultural, histórico e turístico para a região.

Segundo a classificação climática de Koppen para o Brasil, o clima na região sul do país é do tipo Cf, caracterizado por ser temperado úmido e sem estação seca (Sparovek et al., 2007). De acordo com Kuinchtner et al. (2001), adotando a classificação de Koppen e Thornthwaite, o clima é do tipo Cfa e Cfb para o estado do Rio Grande do Sul. A SBHSE enquadra-se na segunda classe (Cfb), com clima subtropical chuvoso, temperatura média do mês mais quente superior a 22°C e, conforme EBRAPA (2012), anual de 1565,4mm.

4.2 Funcionamento do LISEM

Devido ao grande volume de informações utilizadas pelo LISEM (DE ROO et al., 1996), empregou-se o SIG PCRaster (KARSSENBERG et al., 2010), o qual, ao possibilitar a utilização de scripts, facilita a obtenção de informações para o LISEM (DE ROO et al., 1996). Para o funcionamento do LISEM (DE ROO et al., 1996), uma série de mapas (informações georreferenciadas e especializadas) contendo parâmetros é necessária à modelagem. Alguns desses mapas são de inclusão obrigatória, independentemente das opções do usuário. Outros, no entanto, dependem das escolhas do operador. Todos os mapas utilizados no modelo, assim como seus domínios e unidades, utilizados neste estudo, são exibidos na tabela 1.

Tabela 1 -Mapas de entrada do LISEM (DE ROO et al., 1996) utilizados neste estudo.
Fonte: Adaptado de Jetten (2018)

	Nome do mapa	Descrição	Domínio	Variável (unidade)
1	dem.map	Modelo digital de elevação	$x \in \mathbb{R}$	$z \text{ (m)}$
2	gradient.map	Declividade	$x \in \mathbb{R}, x > 0$	$S \text{ (m m}^{-1}\text{)}$
3	ldd.map	Direção direta de drenagem	$x \in \mathbb{N}, 0 < x < 10$	$(-)$
4	outlet.map	Exutório	$x \in \{0, 1\}$	$(-)$
5	rr.map	Rugosidade aparente	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x$	$RR \text{ (cm)}$
6	n.map	Coefficiente de rugosidade de Manning's	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x$	$n \text{ (-)}$
7	units.map	Uso do solo	$x \in \mathbb{N}$	$(-)$
8	cover.map	Fração coberta de vegetação	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x \leq 1$	$fveg \text{ (-)}$
9	lai.map	índice de área foliar	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x$	$LAI \text{ (m)}$
10	height.map	Altura da vegetação	$x \in \mathbb{R}, 0 < x$	$hveg \text{ (m)}$
11	sdmax.map	Armazenamento máximo no dossel	$x \in \mathbb{R}, 0 < x$	$Smax \text{ (mm)}$
12	ksat.map	Condutividade hidráulica do solo saturado	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x$	$Ks \text{ (mm hr}^{-1}\text{)}$
13	psi.map	Tensão matricial na frente de umedecimento	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x$	$\psi \text{ (cm)}$
14	thetas.map	Porosidade	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x \leq 1$	$\theta s \text{ (-)}$
15	thetai.map	Umidade inicial	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x \leq 1$	$\theta i \text{ (-)}$
16	depth.map	Profundidade da camada de solo	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x$	$z \text{ (mm)}$
17	channelldd.map	Direção direta de drenagem do canal	$x \in \mathbb{N}, 0 < x < 10$	$(-)$
18	channelwidth.map	Largura do canal	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x$	$Bch \text{ (m)}$

19	channelsideangle.map	Declividade do talude	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x \leq 90$	$ach (-)$
20	channelgradient.map	Declividade longitudinal do canal	$x \in \mathbb{R}, x > 0$	$S (m m^{-1})$
21	channeldepth.map	Profundidade do canal	$x \in \mathbb{R}, 0 \leq x$	$z (m)$

Os processos hidrológicos modelados no LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) dependem de camadas de informações, das quais se destacam: rede de drenagem, vegetação, estrutura do solo e informações físicas do solo. Cada uma dessas camadas é composta de diversos mapas, e o processo de modelagem ocorre em cada célula e em cada intervalo de tempo.

4.3 Parametrização do LISEM

4.3.1 Configurações gerais

Além de depender dos dados relacionados à área de estudo, O LISEM necessita também ser configurado de acordo com a modelagem que se pretende realizar. Para cada cenário analisado, os dados devem ser agrupados de forma correta, indicando sua localização ao modelo (Figura 2). Além disso, deve ser informado o incremento de tempo a ser utilizado na simulação - que, neste caso, foi de 5min, a fim de coincidir com os dados de monitoramento hidrológico utilizados. Todas as simulações começaram no tempo 0min, porém o final variou de acordo com cada evento e cenário. Períodos longos demais geram gasto de tempo desnecessário na simulação, enquanto tempos curtos podem omitir parte importante dos resultados (Figura 3). Há também a necessidade da escolha sobre como os dados simulados serão apresentados pelo LISEM (DE ROO *et al.*, 1996). Neste estudo, utilizou-se o formato de planilha, em que o arquivo outlet.csv contém a totalização dos parâmetros simulados, e o arquivo hydrograph.csv armazena os dados referentes ao hidrograma simulado (Figura 4).

INPUT

Database

Run file(s)	C:/Users/local.cristian/OneDrive/UFPEL/Doutorado/BHSE Tese Modelagem/10DEM/C05/run.run
Map directory	C:/Users/local.cristian/OneDrive/UFPEL/Doutorado/BHSE Tese Modelagem/10DEM/C05/E05/
Result directory	C:/Users/local.cristian/OneDrive/UFPEL/Doutorado/BHSE Tese Modelagem/10DEM/C05/E05/res/
Precipitation file	C:/Users/local.cristian/OneDrive/UFPEL/Doutorado/BHSE Tese Modelagem/10DEM/C05/E05/evento05.txt

Figura 2 - Configuração das pastas no ambiente do Limburg Soil Erosion Model (LISEM)

Simulation times

Timestep (sec)	300	Begin time (min)	0	End time (min)	600
----------------	-----	------------------	---	----------------	-----

Figura 3 - Configuração do Incremento de tempo, tempo inicial e final de simulação no ambiente do LISEM

OUTPUT

Graphs and tables

Catchment and outlet totals	outlet.csv	☐ separate point files
Outlet/Sample point Hydrographs	hydrograph.csv	
Background satellite image		☐ Erosion units
☐ Hydrographs in PCRaster format ☒ Hydrographs in comma-delimited format	Digits in output and display: 3	
		☒ ton/ha ☐ kg/m2 ☐ kg/cell

Figura 4 - Configuração dos arquivos de saída no ambiente LISEM

Com o intuito de facilitar a interpretação dos resultados, o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) foi configurado de forma a apresentar mapas de precipitação, interceptação, infiltração, ESD, nível máximo, velocidade máxima e momento máximo (Figura 5) ao final das simulações. Pelo mesmo motivo, também se optou por gerar mapas de armazenamento, interceptação, infiltração acumulada, ESD mais descarga no canal, lâmina de água na superfície e velocidade do escoamento em todos os incrementos de tempo das simulações (Figura 6).

Maps and map series

☐ Spatial Totals ☐ Time series

☐ Write maps as GTiff (NOTE: without cartographic projection information)

Hydrology maps

Rainfall (mm)	rainfall.map
Interception (mm)	interception.map
Infiltration (mm)	infiltration.map
Overland flow (mm)	runoff.map
Max Water level (m)	whmax.map
Max velocity (m/s)	Vmax.map
Max momentum VH (m ² /s)	VHmax.map

Figura 5 - Indicação dos mapas gerados ao final das simulações no ambiente do LISEM

Maps and map series

☐ Spatial Totals ☐ Time series

Report mapseries every: 1 timesteps

☒ Mapseries as PCRaster filenames (.001, .002)

Water	Sediment
☒ sstor - surface storage (mm)	☐ det - detachment (selected units)
☒ Int - Interception (mm)	☐ dep - deposition (select units)
☒ inf - cumulative infiltration (mm)	☐ sloss - soilloss (selected units)
☒ ro - runoff + channel discharge (l/s)	☐ conc - sediment concentration (g/l)
☒ wh - surface water depth (m)	☐ tc - transport capacity (kg/m ³)
☒ v - surface velocity (m/s)	☐ sed - Sediment in flow (selected units)
☐ tileq - tile drainage (l/s)	
☐ tilev - tile volume (m ³)	

Figura 6 - Indicação dos mapas sequenciais obtidos ao final das simulações no ambiente do LISEM

Em sequência, foi feita a configuração dos parâmetros globais relativos ao modelo de escoamento na superfície e à utilização de mapas de canais (Figura 7). O modelo de escoamento superficial escolhido foi o da onda cinemática 1D, que é um modelo em que as forças inerciais e de pressão são consideradas insignificantes, e somente o efeito cinemático é considerado em uma direção. Esta configuração foi utilizada em todas as simulações realizadas. Além disso, a opção de inclusão de

cursos d'água foi utilizada para alguns cenários; nos demais, a simulação aconteceu sem a utilização dos mapas detalhados destes.

Simulation options

Global | Interception | Infiltration | Flow | Erosion | Sediment Transport | Calibration

Surface flow

- ☒ 1D Kinematic wave for overland flow (using LDD flow network)
- ☐ 1D kinematic overland flow and 2D dyn. flood from channel (channel must be active)
- ☐ 2D Dynamic wave for overland flow and flood (using DEM)
- 0,00 Flood threshold: flow height reported as flood (m)

Sediment

- ☐ Include erosion processes
 - ☐ Advanced sediment processes

Channels and rivers

- ☒ Include channel/river
 - ☐ Channel infiltration
 - ☐ Channel baseflow
 - ☐ Use Culverts

Infrastructure

- ☐ Include buildings ----- ☐ Include road system ----- ☐ Include hard surfaces
 - ☐ Include rainwater storage by drums
- ☐ Include storm drains

Parallel processing

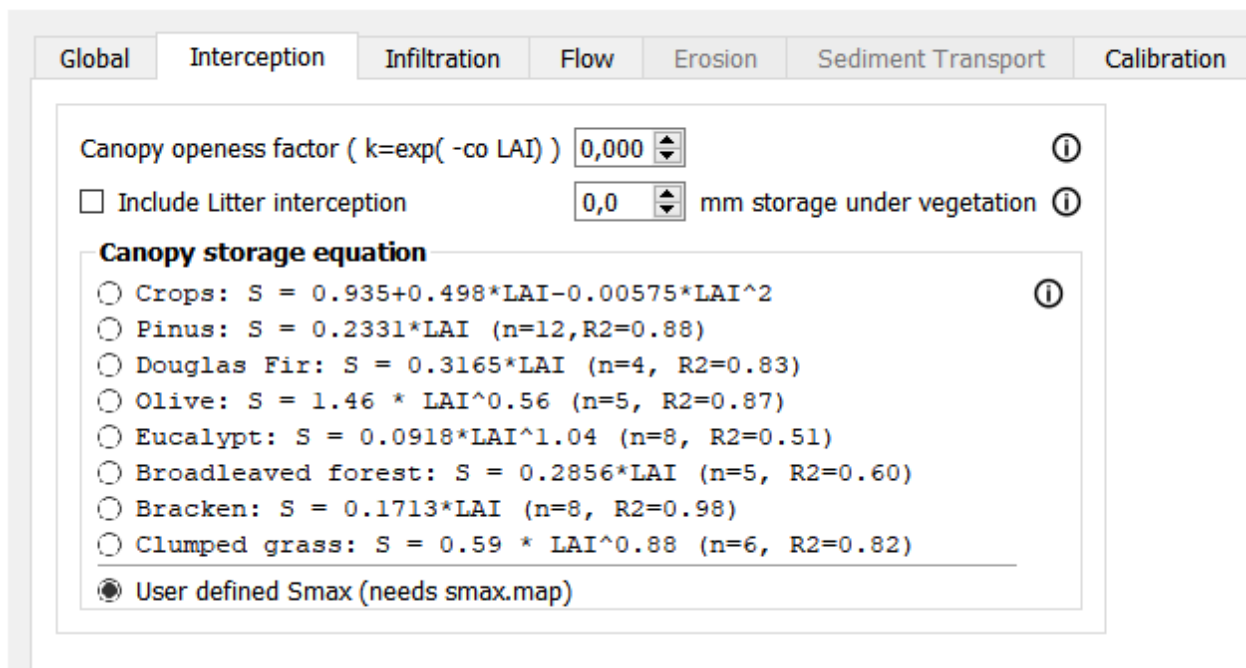
0 Nr of CPU cores, more cores is faster for very large areas (0 = all cores; 1 = 1 core etc.)

Figura 7 - Opções relativas ao modelo de escoamento e à utilização do detalhamento do canal no ambiente do LISEM

Na modelagem da interceptação, o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) apresenta algumas opções para a determinação do armazenamento de forma mais simples, considerando toda a área da bacia com um mesmo tipo de cobertura do solo. Contudo, optou-se pela utilização do mapa com a distribuição espacial do armazenamento máximo (smax.map), o que possibilitou considerar 4 tipos de cobertura na área de estudo (Figura 8). O mapa de armazenamento máximo no dossel (smax.map) foi produzido relacionando os tipos de cobertura dos solos,

identificados nos mapas de uso do solo (units.map), às informações obtidas nos mapas índice de área foliar (lai.map).

Simulation Options



Global Interception Infiltration Flow Erosion Sediment Transport Calibration

Canopy openness factor ($k = \exp(-co \cdot LAI)$) 0,000 ⓘ

☐ Include Litter interception 0,0 ⓘ mm storage under vegetation ⓘ

Canopy storage equation ⓘ

- ☐ Crops: $S = 0.935 + 0.498 \cdot LAI - 0.00575 \cdot LAI^2$
- ☐ Pinus: $S = 0.2331 \cdot LAI$ (n=12, R2=0.88)
- ☐ Douglas Fir: $S = 0.3165 \cdot LAI$ (n=4, R2=0.83)
- ☐ Olive: $S = 1.46 \cdot LAI^{0.56}$ (n=5, R2=0.87)
- ☐ Eucalypt: $S = 0.0918 \cdot LAI^{1.04}$ (n=8, R2=0.51)
- ☐ Broadleaved forest: $S = 0.2856 \cdot LAI$ (n=5, R2=0.60)
- ☐ Bracken: $S = 0.1713 \cdot LAI$ (n=8, R2=0.98)
- ☐ Clumped grass: $S = 0.59 \cdot LAI^{0.88}$ (n=6, R2=0.82)
- ☒ User defined Smax (needs smax.map)

Figura 8 - Opções relativas à modelagem do processo de interceptação no ambiente do LISEM

Para o processo de infiltração, optou-se pelo modelo de Green & Ampt (GREEN *et al.*, 1911), um modelo de infiltração de água no solo com base física, o qual leva em consideração os parâmetros: condutividade hidráulica do solo saturado, umidade inicial do solo, porosidade do solo e tensão matricial na frente de umedecimento. Optou-se pela modelagem com 1 (uma) camada, uma vez que o solo existente na bacia apresenta uma pequena espessura (Neossolo Litólico). Também adotou-se a condição de que a camada inferior é impermeável (Figura 9), já que o solo da SBHSE apresenta características que permitem uma elevada infiltração no horizonte superficial, o que faria com que, caso não fosse adotada essa condição, os valores de ESD simulados não fossem representativos da realidade da bacia.

Simulation options

Global Interception **Infiltration** Flow Erosion Sediment Transport Calibration

Infiltration model

Green and Ampt

General options

☒ Impermeable lower soil boundary (1) or free drainage (0)

☐ 2 layer Green _Ampt or Smith _Parlange (needs 2nd layer maps)

☐ Include compacted areas (needs additional maps)

☐ Include crusts (needs additional maps)

Swatre options

☐ Include tile drain system (EXPERIMENTAL, only with SWATRE infil)

☒ geometric average Ksat

Profile table file  

Swatre table dir 

Figura 9 - Configuração dos parâmetros de infiltração no ambiente LISEM

Com relação aos limites da bacia, decidiu-se por mantê-los fechados. Consequentemente, o único ponto de saída do escoamento da bacia é o exutório (Figura 10).

Simulation Options

Global
Interception
Infiltration
Flow
Erosion
Sediment Transport
Calibration

Flow boundary and barriers

0
0 - closed boundary except outlets; 1 - open boundary; 2 - user defined in flowboundary.map [0,1]

0,00
Minimum water height reported as flood in screen and saved maps (m)

☐ Include flow barriers: flowbarriers.txt

Coupling overland flow and flooded domain (kinematic or diffusive flow)

0,0
Coefficient in exp function Manning's n in mixing zone

0,1
Coeff. in exp function to increase flood water level with runoff inflow

2D flow parameters

Diffusive Wave numerical scheme

0,01
Courant Factor
0,010
Minimum Timestep (sec)

1,0
Force concentrated flow (weight applied to preference direction)

Dynamic Wave numerical scheme

0,01
Courant factor
0,001
Minimum timestep (sec)

☐ Spatially variable timestep
☒ Single cell centered (0) or MUSCL (1)

Figura 10 - Configuração das opções para modelagem do escoamento superficial direto no ambiente do LISEM.

O LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) também possibilita a alteração da calibração de parâmetros por meio do uso de fatores de multiplicação (Figura 11). Dessa forma, foram realizadas calibrações envolvendo o coeficiente de Manning, a condutividade hidráulica do solo saturado e a umidade inicial, para cada simulação individualmente. O processo de calibração consistiu em ajustar esses parâmetros de forma que o hidrograma gerado ficasse o mais próximo possível do observado. Uma vez que a vazão e a velocidade de escoamento são inversamente proporcionais ao coeficiente de Manning, sua redução tende a antecipar o pico do hidrograma e a aumentar a vazão máxima, enquanto seu aumento retarda o pico e tende a reduzir seu valor máximo. Com isso, foi possível aproximar ou, mesmo, coincidir o tempo de pico do

hidrograma estimado com o observado. Já a umidade inicial, à medida que é majorada, tende a aumentar as vazões de ESD, uma vez que, no modelo adotado para a infiltração é o (Green & Ampt). A condutividade hidráulica, ao contrário da umidade inicial, ao ser majorada, reduz os valores máximos de vazão e, ao ser minorada, os aumenta, uma vez que a taxa de infiltração de água no solo é proporcional à condutividade hidráulica do solo saturado.

Factor	Value	Notes
Multiplication factor Ksat slopes	1,00	
Multiplication factor Manning N slopes	1,00	
Multiplication factor theta slopes	1,00	not used with SWATRE
Multiplication factor Psi (or inithead)	1,00	
Multiplication factor Ksat Channel	1,00	
Multiplication factor Manning N Channel	1,00	
Multiplication factor Aggregate Stability	1,00	
Multiplication factor Soil Cohesion	1,00	
Multiplication factor Channel Cohesion	1,00	

Figura 11 - Opções para os fatores de calibração no ambiente do LISEM

4.3.2 Monitoramento hidrológico

Os dados de precipitação e vazão foram obtidos através de estações de monitoramento do Grupo de Pesquisa em Hidrologia e Modelagem Hidrológica em Bacias Hidrográficas da UFPel (<https://wp.ufpel.edu.br/hidrologiaemodelagemhidrologica/>). Para este estudo, foram utilizados 1 (um) pluviógrafo (Figura 12a) e 2 (dois) sensores de pressão, sendo um deles posicionado junto ao pluviógrafo, e o outro, na seção de controle (Figura 12b). O sensor de pressão, que fica junto ao pluviógrafo, mede somente a pressão

atmosférica, enquanto o que se localiza sob a água mede a pressão atmosférica além da pressão da coluna de água na seção de controle. Dessa forma, assumindo que a pressão atmosférica nos dois pontos onde estão localizados os sensores é a mesma, uma vez que estão próximos, a diferença entre as pressões medidas por eles é a pressão da coluna d'água que passa na seção de controle, a qual pode ser convertida em lâmina d'água. Tanto os sensores de pressão como o pluviômetro foram programados para fazerem leituras a cada 5min, sempre de maneira simultânea.



Figura 12 -Monitoramento hidrológico realizado na SBHSE, constituído por a) estação pluviométrica e b) sensores de pressão (monitoramento de nível) localizados no exutório da bacia.

Com os dados de vazão, foi confeccionada a curva-chave (Figura 13), característica do curso d'água no exutório, possibilitando relacionar a altura do nível da régua (H) com a vazão (Q), conforme a equação 1. A partir disso, foram selecionados 8 eventos (Tabela 2). Esses eventos foram escolhidos por apresentarem maior intensidade e possibilitarem uma melhor separação e visualização do ESD.

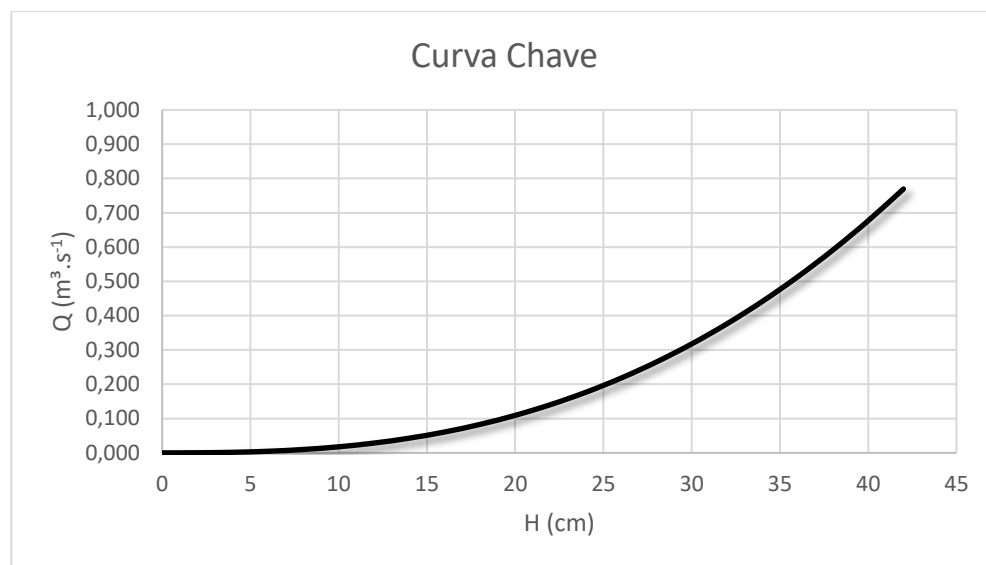


Figura 13 — Curva chave obtida para o exutório da SBHSE

$$Q = 0,00004137 \cdot H^{2,63020832} \quad (\text{Equação 1})$$

Onde: Q é a vazão ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), e H é a altura medida na régua linimétrica (cm).

Após a obtenção dos dados de vazão, foi realizada a separação do escoamento superficial por meio do método da reta AC, onde o ponto A (ascensão) é o início do ESD, e o ponto C (declínio) é o término do ESD e o começo da recessão (MELLO, SILVA e BESKOW, 2020).

4.3.3 Levantamentos topográfico e topobatimétrico

Para a obtenção do mapa planialtimétrico da área de estudo, foi utilizado o levantamento topográfico com 1000 pontos, obtidos por Veber (2016). Também foi realizado um novo levantamento topobatimétrico detalhado dos cursos d'água, para uma melhor representação da rede de drenagem da área de estudo (Figura 14).

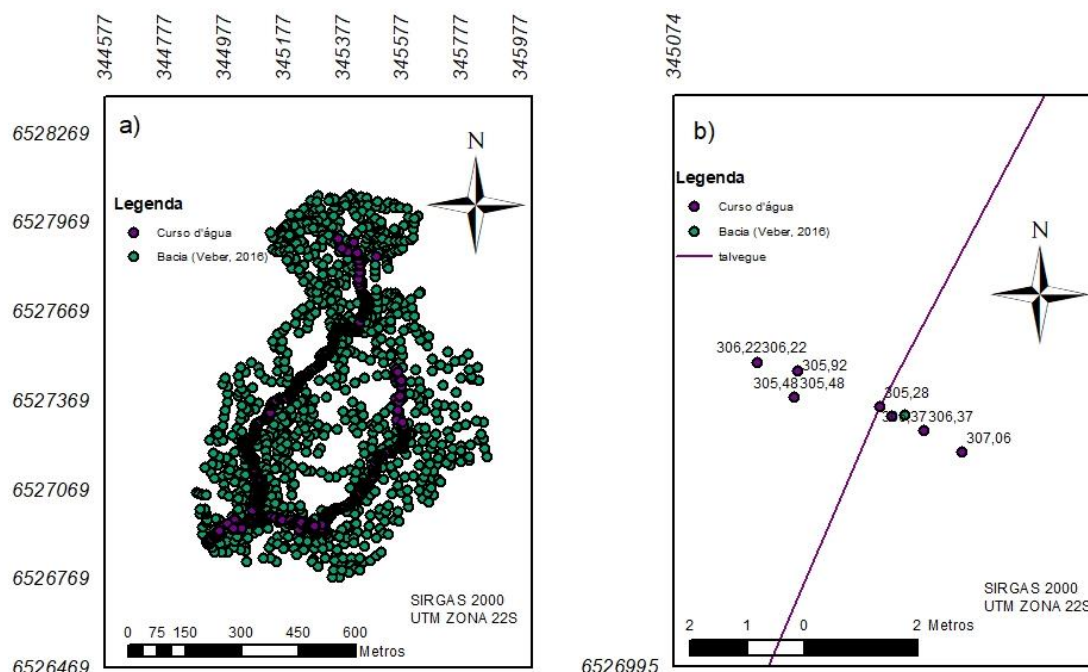


Figura 12 - Representação dos pontos utilizados para o levantamento topobatimétrico nos cursos d'água. a) Mapa da bacia; b) Detalhe.

No levantamento topobatimétrico (Figuras 14a e 14b), foram obtidos 1073 pontos no interior e nas margens dos principais cursos d'água, totalizando 72 seções dos canais de drenagem, as quais possibilitaram a obtenção das seguintes informações: largura do canal (channelwidth.map), inclinação dos taludes (channelsideangle.map), declividade longitudinal (channelgradient.map) e profundidade (channeldepth.map). Após a obtenção desses dados, foram confeccionados os mapas relativos às características do canal, alterando-se manualmente cada pixel de maneira individual, utilizando o ArcGIS (ESRI, 2014). Isso foi necessário em consequência do fato de não haver uma maneira de entrar com dados diferenciados de seções no PCRaster (KARSSSENBERG *et al.*, 2010), as quais são consideradas constantes ao longo dos cursos d'água.



Figura 15 -Levantamento topobatimétrico realizado diretamente nos cursos d'água. a) topografia sendo realizada com estação total e b) curso d'água

Os equipamentos utilizados consistiram em uma estação total e uma estação geodésica para a coleta de pontos georreferenciados, que serviram de base (pontos de amarração) para a operação da estação total. Nesse caso, a altitude obtida pelo GNSS, relativa ao elipsóide de referência utilizado (GRS 1980), foi convertida em altitude ortométrica, por meio da ondulação geoidal local fornecida pelo IBGE (<https://ww2.ibge.gov.br/mapgeo/mapgeo.htm>). O sistema adotado foi o SIRGAS 2000/UTM zona 22S, já que no Brasil este é o sistema de georreferenciamento padrão (SÁNCHEZ et al., 2013). Com os pontos devidamente agrupados e georreferenciados, utilizou-se o SIG ArcGIS (ESRI, 2014) para visualização e processamento dos dados (Figuras 16a e 16b).

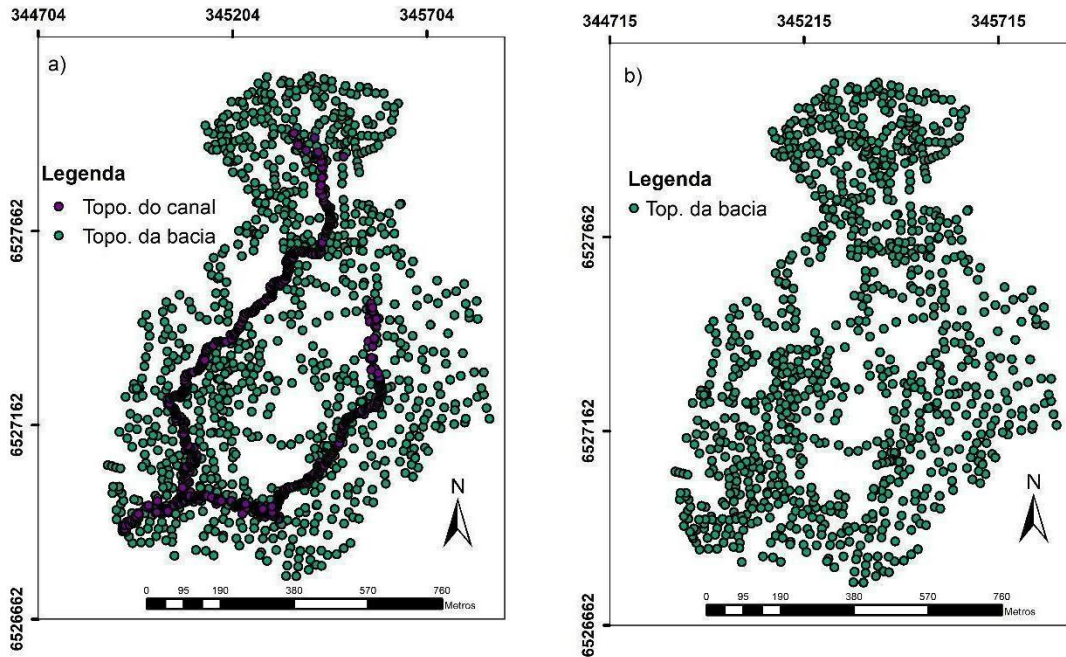


Figura 16 - Levantamento topográfico (pontos verdes), realizado por Veber (2016), e levantamento topobatimétrico (pontos roxos).

Para a geração dos MDEs, foi utilizado o software ArcGIS (ESRI, 2014), com a ferramenta *Topo to Raster*. Duas imagens foram geradas: uma com o detalhamento dos canais e outra sem. Para cada MDE, foram processadas imagens com resoluções espaciais de 5, 10 e 30 m. A partir dos MDEs gerados, por meio do software PCRaster, foram obtidas as informações de declividade (*gradient.map*), direção local de fluxo (*LDD.map*), exutório (*outlet.map*), rugosidade relativa (*rr.map*) e coeficiente de manning (*n.map*). Para declividade, foram utilizados os comandos *slope*, para gerar um mapa com os valores das tangentes dos ângulos, e *Sin*, para a conversão para seno; essa conversão é necessária, pois é uma condição do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) para este mapa (Figura 17). Para direção local de fluxo, foi utilizado o comando *lddcreate* (Figura 18), enquanto o comando *pit* foi empregado para a obtenção do mapa com a localização do exutório (Figura 19).

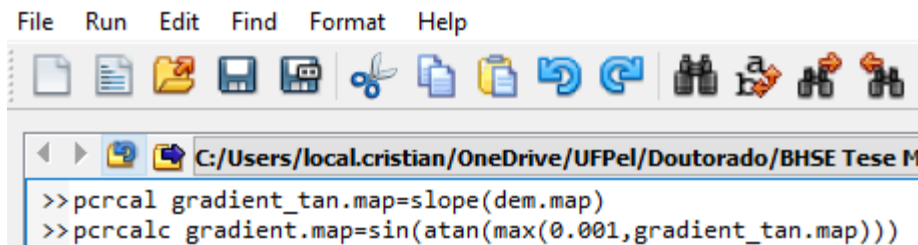


Figura 17 - Geração do mapa de declividade no ambiente do PCRaster

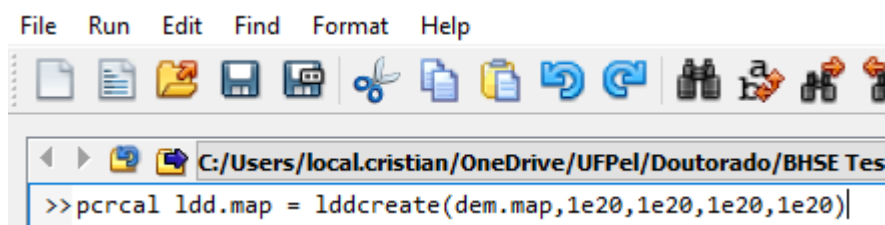


Figura 18 - Geração do mapa de direção local de fluxo no ambiente do PCRaster

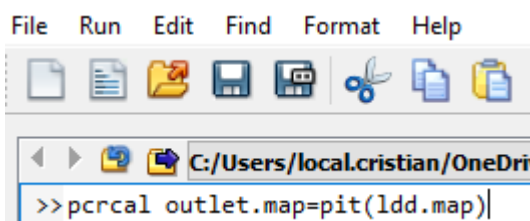


Figura 19= - Geração do mapa com a localização do exutório no ambiente do PCRaster

O mapa de rugosidade relativa (rr.map) foi elaborado segundo as indicações de Allmaras et al. (1966), que recomendam a utilização da Equação 2. Foi confeccionado um mapa para cada MDE existente, totalizando 6 mapas.

$$RR = \sqrt{\sum_{i=1}^{i=n} \frac{(Z_i - Z')^2}{n}} \quad (\text{Equação 2})$$

Onde: RR é a rugosidade aleatória (cm) (ALLMARAS et al.,1966), Z_i é a altitude em cada ponto (mm), Z' é a altitude média (mm), e n é o número de pontos, sendo, nesse caso, igual ao número de pixels de cada imagem. O n é obtido a partir da divisão da área da bacia pela área de cada pixel.

4.3.4 Cobertura do solo

Para o mapeamento das informações de uso e cobertura do solo, optou-se por imagens de satélite fornecidas pelo sensor Sentinel-2/MSI da Agência Espacial Européia (European Spatial Agency - ESA) (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>). Dessa forma, os mapas de uso e cobertura (units.map), porcentagem de cobertura (cover.map), índice de área foliar (lai.map) e armazenamento no dossel (smax.map) foram derivados dessas imagens orbitais. Já a altura das plantas (height.map) foi obtida com base nas informações sugeridas por Jetten (2018).

Embora a resolução temporal do sensor Sentinel-2/MSI seja de 5 dias, algumas imagens utilizadas foram obtidas com uma diferença de tempo maior com relação aos eventos, uma vez que, nesses casos, havia grande cobertura de nuvens impedindo a visualização da área de estudo (Tabela 2). As imagens fornecidas por esse sensor, dentre os demais que também fornecem produtos gratuitamente, são as de melhor resolução espacial (10 m). Foram utilizadas as bandas 2, 3, 4 e 8, cujas faixas espectrais são apresentadas na tabela 3.

Tabela 2 - Datas dos eventos e das imagens utilizados nas simulações

Evento	Data do evento	Data da imagem	Precipitação (mm)
1	12/05/2017	12/04/2017	25,2
2	20/05/2017	12/04/2017	13,4
3	25/05/2017	12/04/2017	17,8
4	12/10/2017	24/10/2017	12,8
5	19/10/2017	15/10/2017	11,8
6	04/11/2017	19/11/2017	22,0
7	04/11/2017	19/11/2017	16,6
8	18/03/2019	29/03/2019	30,4

Tabela 3 - Características das bandas utilizadas do sensor Sentinel-2/MSI

Banda	S2A		S2B		Radiância de referência (W m ⁻² μm ⁻¹)	SNR Lref
	Comprimento de onda central (nm)	Largura da banda (nm)	Comprimento de onda central (nm)	Largura da banda (nm)		
2	492,4	98	492,1	98	128	154
3	559,8	45	559,0	46	128	168
4	664,6	38	664,9	39	108	142
8	832,8	145	832,9	133	103	174

No processo de elaboração dos mapas com informações de uso e cobertura do solo, foi aplicado, inicialmente, o MLME (Modelo Linear de Mistura Espectral) nas imagens orbitais utilizadas. Para isso, foi utilizado o software SNAP v8.0 (ESA, 2020) (Figura 20). O algoritmo utilizado é baseado nas equações 3 e 4, em que a unidade de comprimento de onda utilizada é o nanômetro.

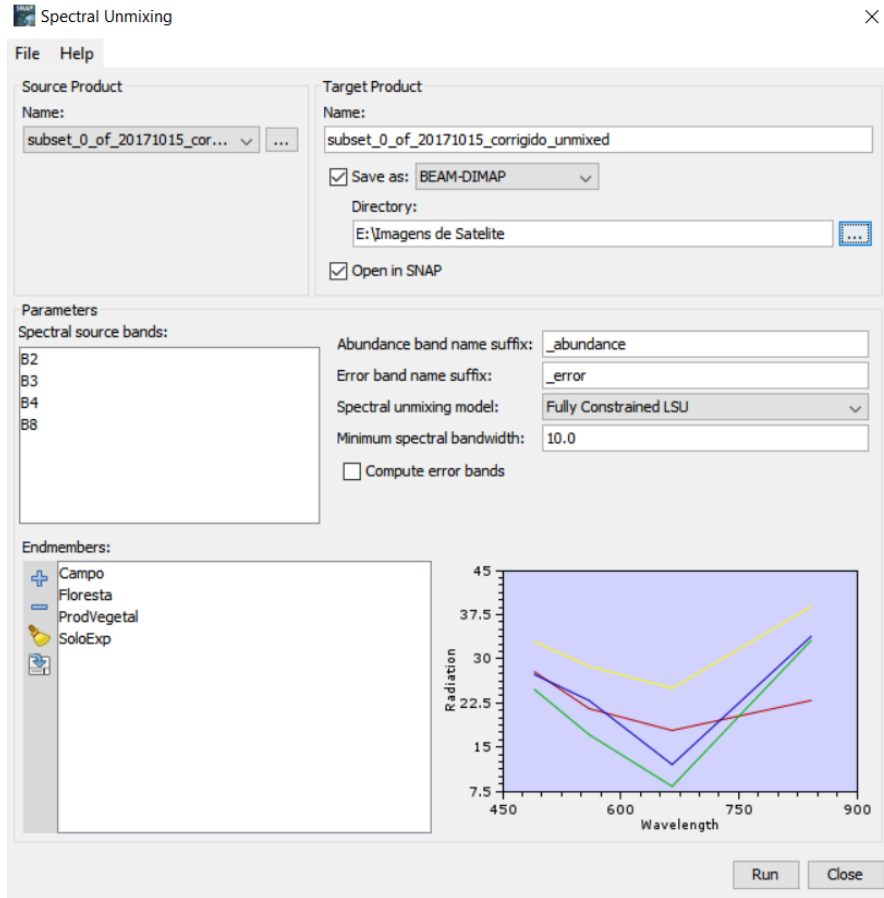


Figura 20 - Configuração do SNAP para MLME

$$R_k = \sum_i^n a_i \cdot E_{i,k} + \varepsilon_k \quad (\text{Equação 3})$$

$$RMSE = \sqrt{\left(\sum_k^m \varepsilon_k^2 \right)^{-m}} \quad (\text{Equação 4})$$

Onde: R_k é a reflectância corrigida para o comprimento de onda; $E_{i,k}$ é a reflectância ou radiância corrigida para o comprimento de onda; ε_k é a reflectância ou radiância corrigida para o comprimento de onda na região de interesse; $RMSE$ é a raiz quadrada do erro médio; n é a quantidade de ROIs; e m é o número de bandas espectrais.

Optou-se pela utilização do modo “Fully Constrained LSU”, que faz com que a soma das parcelas seja igual a 1 e não possa ser menor do que zero, possibilitando uma melhor visualização dos resultados obtidos. Foram determinados ROIs (conjunto de pixels) representativos de cada um dos 4 tipos de cobertura utilizados no mapeamento, a saber: campo, floresta, área cultivada e solo exposto. Como resultado, foram obtidos 4 mapas para cada imagem, representando a fração de reflectância que cada tipo de cobertura possui na área da bacia. A partir dos resultados do MLME, foi feita a correlação entre as frações obtidas com os tipos de cobertura, com a finalidade de obter os mapas de índice de área foliar (lai.map) e fração coberta (cover.map). Já a altura da vegetação (height.map) foi obtida através do próprio manual do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996).

A obtenção do mapa de fração coberta em conjunto com o mapa de rugosidade relativa possibilita a obtenção do mapa com a distribuição espacial do coeficiente de rugosidade de Manning (Equação 5) (n.map) (JETTEN, 2018).

$$n = 0,051.RR + 0,104.COVER \quad \text{(Equação 5)}$$

Onde: n é o coeficiente de rugosidade de superfície de Manning, RR é o parâmetro de rugosidade aleatória (cm), e $cover$ é a fração de área coberta.

Outro parâmetro derivado também das informações obtidas através do processamento de imagens orbitais foi o armazenamento máximo no dossel (smax.map). Na sua determinação, utilizaram-se as relações sugeridas por Jetten (2018) de acordo com o tipo de cobertura do solo, a saber: área cultivada (Equação 6), campo (Equação 7) e floresta (Equação 8). Os locais caracterizados como solo exposto foram considerados com armazenamento máximo igual a 0.

$$S = 0,935 + 0,498.LAI - 0,00575.LAI^2 \quad \text{(Equação 6)}$$

$$S = 0,590.LAI^{0,88} \quad \text{(Equação 7)}$$

$$S = 0,2856.LAI \quad \text{(Equação 8)}$$

Entretanto, o manual do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) oferece uma tabela (Tabela 5) com alguns índices sugeridos. Sendo assim, também foram confeccionados os mapas de rugosidade relativa (rr.map), rugosidade de Manning (n.map), altura da planta (height.map) e fração coberta (cover.map), utilizando-se as informações contidas na tabela 5 para fins de comparação. Uma vez que não havia denominações semelhantes de uso do solo sugeridas pelo LISEM, buscou-se a maior aproximação possível com as adotadas nesta pesquisa.

Tabela 4 - Uso do solo

Uso do solo	Nr	Rugosidade (cm)	Manning' s N	Altura da planta (m)	Cobertura (-)
	0	1	2	3	4
Pradarias (Campo)	4	0,5	0,100	0,2	1,0
Agricultura mista (Área cultivada)	8	1,0	0,100	5,0	0,9
Rocha e solo exposto (Solo exposto)	11	0,5	0,010	0,0	0,0
Floresta (Floresta)	13	1,0	0,100	5,0	0,9

4.3.5 Atributos físico-hídricos do solo

Da mesma forma que os parâmetros de uso e cobertura do solo, os mapas relativos aos atributos físico-hídricos do solo foram obtidos de duas maneiras distintas, por meio de ensaios de solo e de consulta ao manual do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996). A utilização dos dois métodos de obtenção justifica-se pela finalidade de realizar um estudo comparativo do desempenho do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996).

Primeiramente, foram confeccionados os mapas a partir de informações obtidas por Soares (2018), que coletou 184 amostras de solo (Figura 21) georreferenciadas na SBHSE, a fim de caracterizar a distribuição e variabilidade espacial dos teores de areia, argila e silte, da microporosidade, da macroporosidade, da umidade inicial e da condutividade hidráulica do solo saturado. A partir desses dados, Santos (2020) elaborou mapas atributos mencionados para a área de estudo.



Figura 21 – Coleta de amostras de solo (SOARES; 2018)

Para fins de comparação, o desempenho do LISEM foi avaliado com base nesses atributos e nos sugeridos pelo manual do LISEM, para obter valores de referência para os parâmetros de acordo com a classificação do solo no local. Para determinar o tipo de solo, utilizou-se o mapeamento pedológico de Cunha et al. (1996). De acordo com esse levantamento, a unidade de mapeamento que predomina na SBHSE é classificada como NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico (RLe). O manual do LISEM apresenta alguns valores sugeridos (Anexo B), dos quais foram selecionados os parâmetros exibidos na tabela 5.

Tabela 5 – Características físico-hídricas do solo conforme o manual do LISEM

Solo	Ksat (mm h ⁻¹)	Porosidade (cm ³ cm ⁻³)	Psi (cm)	
0	1	2	3	
Sa	4	112,0	0,5	20,0

Onde: Sa é solo arenoso

4.4 Cenários propostos e análise de desempenho

Para fins de comparação entre hidrogramas estimados pelo LISEM, foram propostos 24 cenários divididos em 8 grupos (Tabela 6), em que cada grupo contém um conjunto de informações com diferentes resoluções espaciais. Foram também comparadas modelagens com parâmetros sugeridos pelo manual do LISEM e com dados obtidos através de levantamento topobatimétrico, análises de solo e sensoriamento remoto. Quando não indicados, os parâmetros utilizados foram os sugeridos pelo LISEM e, quando indicados, estes foram os obtidos conforme segue:

Tabela 6 - Cenários propostos. Onde DC é detalhamento topobatimétrico do canal, AS é análise físico-hídrica de solo e IO é imagem orbital.

Grupo	Cenário	Resolução espacial	Descrição
I	c1	5	DC+AS+IO
	c2	10	
	c3	30	
	c4	5	
II	c5	10	AS+IO
	c6	30	
	c7	5	
III	c8	10	DC+IO
	c9	30	
	c10	5	
IV	c11	10	DC+AS
	c12	30	
	c13	5	
V	c14	10	
	c15	30	

	c16	5	
VI	c17	10	DC
	c18	30	
	c19	5	
VII	c20	10	IO
	c21	30	
	c22	5	
VIII	c23	10	AS
	c24	30	

Para analisar a acurácia dos modelos, foi realizada a comparação do hidrograma de ESD estimado com o observado, para cada evento. Destaca-se que a adequabilidade ou não do modelo para cada evento, considerando os diferentes cenários de modelagem, é umas das premissas fundamentais e indispensáveis para o propósito deste trabalho. Portanto, foram analisadas duas características em relação ao hidrograma estimado pelo modelo, comparativamente ao observado, sendo estas: o formato geral do hidrograma e a qualidade da estimativa das vazões de pico. Desse modo, o desempenho da modelagem foi avaliado por meio do emprego do coeficiente de Nash e Sutcliffe (C_{NS}) (Equação 9) (NASH et al., 1970) e do erro relativo na estimativa da vazão de pico (ER_{Qp}) (Equação 10).

$$C_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{i_{obs}} - Q_{i_{est}})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{i_{obs}} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (\text{Equação 9})$$

Onde: $Q_{i_{obs}}$ é a vazão observada no tempo $t=i$, $Q_{i_{est}}$ é a vazão estimada no tempo $t=i$, $\bar{Q}_{obs}$ é a vazão média observada, e N é o número de ordenadas do hidrograma.

$$ER_{Qp} = \frac{|Q_{p_{obs}} - Q_{p_{est}}|}{Q_{p_{obs}}} \cdot 100 \quad (\text{Equação 10})$$

Onde: $Q_{p_{obs}}$ é a vazão de pico observada, e $Q_{p_{est}}$ é a vazão de pico estimada.

Segundo Guilhon e Rocha (2007), o C_{NS} reflete a eficiência da aplicação do modelo para estimativas, especialmente, das vazões de cheias, isto é, quando se observam vazões bastante elevadas. Moriasi *et al.* (2007) sugerem a seguinte classificação para esse coeficiente: $C_{NS} > 0,65$ muito bom, $0,54 < C_{NS} < 0,65$ bom e $0,50 < C_{NS} < 0,54$ satisfatório. Valores de C_{NS} inferiores a 0,50 são considerados como ajustes insatisfatórios.

Já o ER_{Qp} está relacionado ao erro do modelo em estimar a maior vazão do hidrograma em comparação com a vazão de pico observada. Logo, quanto mais próximo de zero for o valor desse índice estatístico, melhor será a acurácia do modelo em estimar a vazão de pico do hidrograma. No presente estudo, foi considerada a classificação de Van Liew *et al.* (2007): $|ER_{Qp}| < 10\%$ muito bom, $10\% < |ER_{Qp}| < 15\%$ bom, $15\% < |ER_{Qp}| < 25\%$ satisfatório e $|ER_{Qp}| > 25\%$ inadequado.

A fim de avaliar o efeito das melhorias na qualidade da informação dos parâmetros de entrada do LISEM sobre a acurácia dos hidrogramas de ESD estimados pelo modelo, foi realizado o teste t pareado de student (Student, 1908), com um nível de confiança de 95%, para comparação das médias dos índices C_{NS} e ER_{Qp} , tomando cada um dos 8 eventos como uma repetição e fazendo o cruzamento de todas as possibilidades coerentes entre os grupos e diferentes cenários criados, conforme tabela 7.

Tabela 7 - Análise comparativa para avaliação do efeito da qualidade dos parâmetros de entrada do LISEM sobre a acurácia do modelo na estimativa de hidrogramas de ESD. Onde DC é detalhamento topobatimétrico do canal, AS é análise físico-hídrica de solo, IO é imagem orbital e c é o cenário.

Efeito da resolução espacial do MDE		
Cenários comparados		Descrição
c1	c2	DC+AS+IO
c1	c3	DC+AS+IO
c2	c3	DC+AS+IO
c4	c5	AS+IO
c4	c6	AS+IO
c5	c6	AS+IO
c7	c8	DC+IO
c7	c9	DC+IO
c8	c9	DC+IO
c10	c11	DC+AS
c10	c12	DC+AS
c11	c12	DC+AS
c13	c14	
c13	c15	
c14	c15	
c16	c17	DC
c16	c18	DC
c17	c18	DC
c22	c23	AS
c22	c24	AS
c23	c24	AS
c19	c20	IO
c19	c21	IO
c20	c21	IO

Efeito DC (retirada)		
c1	c4	5 m
c2	c5	10 m
c3	c6	30 m
Efeito IO (retirada)		
c1	c10	5 m
c2	c11	10 m
c3	c12	30 m
Efeito AS (retirada)		
c1	c7	5 m
c2	c8	10 m
c3	c9	30 m
Efeito DC, IO e AS (retirada)		
c1	c13	5 m
c2	c14	10 m
c3	c15	30 m
Efeito DC e AS (retirada)		
c1	c19	5 m
c2	c20	10 m
c3	c21	30 m
Efeito IO e AS (inclusão)		
c4	c13	5 m
c5	c14	10 m
c6	c15	30 m
Efeito DC e IO (inclusão)		
c7	c13	5 m
c8	c14	10 m
c9	c15	30 m

Efeito DC (inclusão)		
c13	c16	5 m
c14	c17	10 m
c15	c18	30 m
Efeito IO (inclusão)		
c13	c19	5 m
c14	c20	10 m
c15	c21	30 m
Efeito AS (inclusão)		
c13	c22	5 m
c14	c23	10 m
c15	c24	30 m
Efeito IO e AS (retirada)		
c1	c16	5 m
c2	c17	10 m
c3	c18	30 m
Efeito DC e IO (retirada)		
c1	c22	5 m
c2	c23	10 m
c3	c24	30 m
Efeito DC e AS (inclusão)		
c10	c13	5 m
c11	c14	10 m
c12	c15	30 m

5 Resultados e discussão

5.1 Informações processadas para a modelagem no LISEM

5.1.1 Relevô

Como informação fundamental no processo de modelagem, foram gerados MDEs nas resoluções de 5m, 10m e 30m. Os MDEs (dem.map) com as diferentes resoluções espaciais, com e sem detalhamento do canal, são exibidos na figura 22.

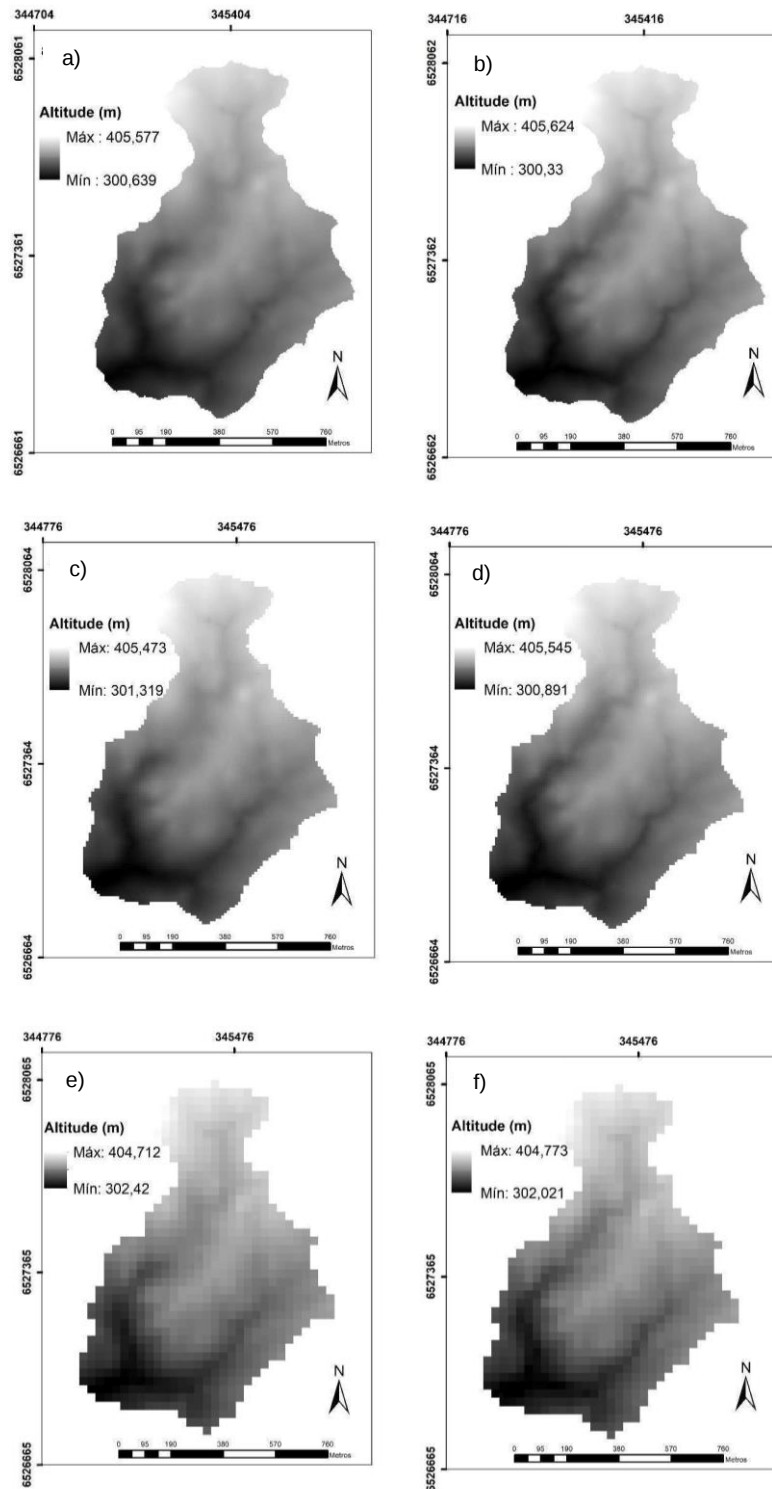


Figura 22 - Representação dos MDEs (a) sem detalhamento do curso d'água e com resolução espacial de 5 m, (b) com detalhamento do curso d'água e com resolução espacial de 5 m, c) sem detalhamento do curso d'água (resolução espacial de 10 m); d) com detalhamento do curso d'água (resolução

espacial de 10 m); e) sem detalhamento do curso d'água (resolução espacial de 30 m); e f) com detalhamento do curso d'água (resolução espacial de 30 m).

Comparando os MDEs gerados com a resolução espacial de 5m (Figuras 22a e 22b), observa-se que a rede de drenagem fica mais destacada no MDE no qual foi utilizado o detalhamento dos cursos d'água em comparação com o MDE em que esse detalhamento não foi usado. No entanto, a variação da altitude foi praticamente a mesma. A altitude máxima foi de 406,1m no MDE sem detalhamento do curso d'água e de 405,624 m no MDE com detalhamento. O ponto de maior altitude em ambos MDEs foi de 405,22m, obtido no levantamento realizado por Veber (2016), e a diferença existente pode ser atribuída à interpolação, já que, no primeiro MDE, esta foi realizada com 1000 pontos e, no segundo, com 2073 pontos. A altitude mínima foi de 300,6 m no MDE sem detalhamento do curso d'água e de 300,3m no MDE com o detalhamento. Da mesma forma que os valores máximos, os valores mínimos apresentaram uma pequena variação nos 2 MDEs. O menor valor de altitude utilizado no MDE sem detalhamento do canal foi de 299,12m; já no MDE com o detalhamento do canal, a altitude mínima foi de 298,22m. Essa diferença provavelmente foi crucial nos valores obtidos de altitude máxima nos 2 MDEs. Embora a diferença nos valores mínimos dos pontos utilizados para gerar os 2 MDEs seja de 0,900m, a diferença nos MDEs, após a geração do MDE, foi de 0,428m, o que pode ser explicado pelo processo de interpolação. É importante destacar que, enquanto o levantamento de Veber (2016) obteve pontos com altitude variando de 299,12m até 405,22m, no levantamento realizado para esta pesquisa, foram obtidos pontos variando de 298,22m até 383,80m de altitude. Contudo, o levantamento topográfico do canal revela uma quantidade de informações de relevo que, no levantamento de Veber, (2016), não estão disponíveis.

As variações ocorridas nas altitudes máximas e mínimas dos MDEs sem detalhamento do curso d'água (Figuras 22c) e com detalhamento do curso d'água (Figura 22d), com a resolução espacial de 10m, foram semelhantes às dos MDEs de 5m. Enquanto nos MDEs com resolução espacial de 5 m as altitudes máximas foram de 405,57m e 405,62m, nos MDEs com resolução espacial de 10 m, esses valores foram de 405,47m e 405,54m. Os resultados foram semelhantes no caso dos valores

de altitude mínima, variando de 300,64m a 300,33m nos MDEs com resolução espacial de 5 m, e de 301,32m a 300,89m nos MDEs com resolução espacial de 10m.

Na resolução espacial de 30m, a redução nos detalhes é perceptível quando comparada àquela observada no MDE de 10m e, principalmente, no MDE de 5m. O fato de um pixel de 30m ser equivalente, em área, a 36 pixels de 5m explica essa redução. Outro aspecto mais perceptível na resolução de 30m é a aparente redução das altitudes máximas, em comparação com os MDEs de 5m e 10m de resolução espacial, enquanto, nas altitudes mínimas, os valores tendem a serem maiores do que os gerados nas resoluções espaciais de 5m e 10m (Tabela 8).

Tabela 8 - Valores máximos e mínimos de altitude (em metros) dos MDEs. Onde SC corresponde ao DEM sem o DC (detalhamento do curso d'água) e CC refere-se ao MDE com o DC.

Altitude	Topografia		MDE 5 m		MDE 10 m		MDE 30 m	
	SC	CC	SC	CC	SC	CC	SC	CC
Máxima	405,22	405,22	405,57	405,62	405,47	405,54	404,71	404,77
Mínima	299,12	298,22	300,63	300,33	301,31	300,89	302,42	302,02
Amplitude	106,10	107,00	104,93	105,29	104,15	104,65	102,29	102,75

Como efeito das reduções dos valores de altitude máximos e do aumento dos valores mínimos, tem-se a redução da amplitude dos valores de altitude. Observa-se na Tabela 8 que, em todos os casos, o fato de se considerar o detalhamento dos cursos d'água resultou no aumento da amplitude de altitude. Os mapas de direção local de drenagem (ldd.map) e de declividade (gradient.map) dependem do MDE; desse modo, embora a redução na amplitude dos valores de altitude no MDE aparentemente não seja significativa, ocasiona variações nesses mapas. Derivados dos MDEs, os mapas de declividade (gradient.map) também foram gerados para as resoluções de 5m, 10m e 30m, com e sem o detalhamento topográfico do curso d'água (Figura 23).

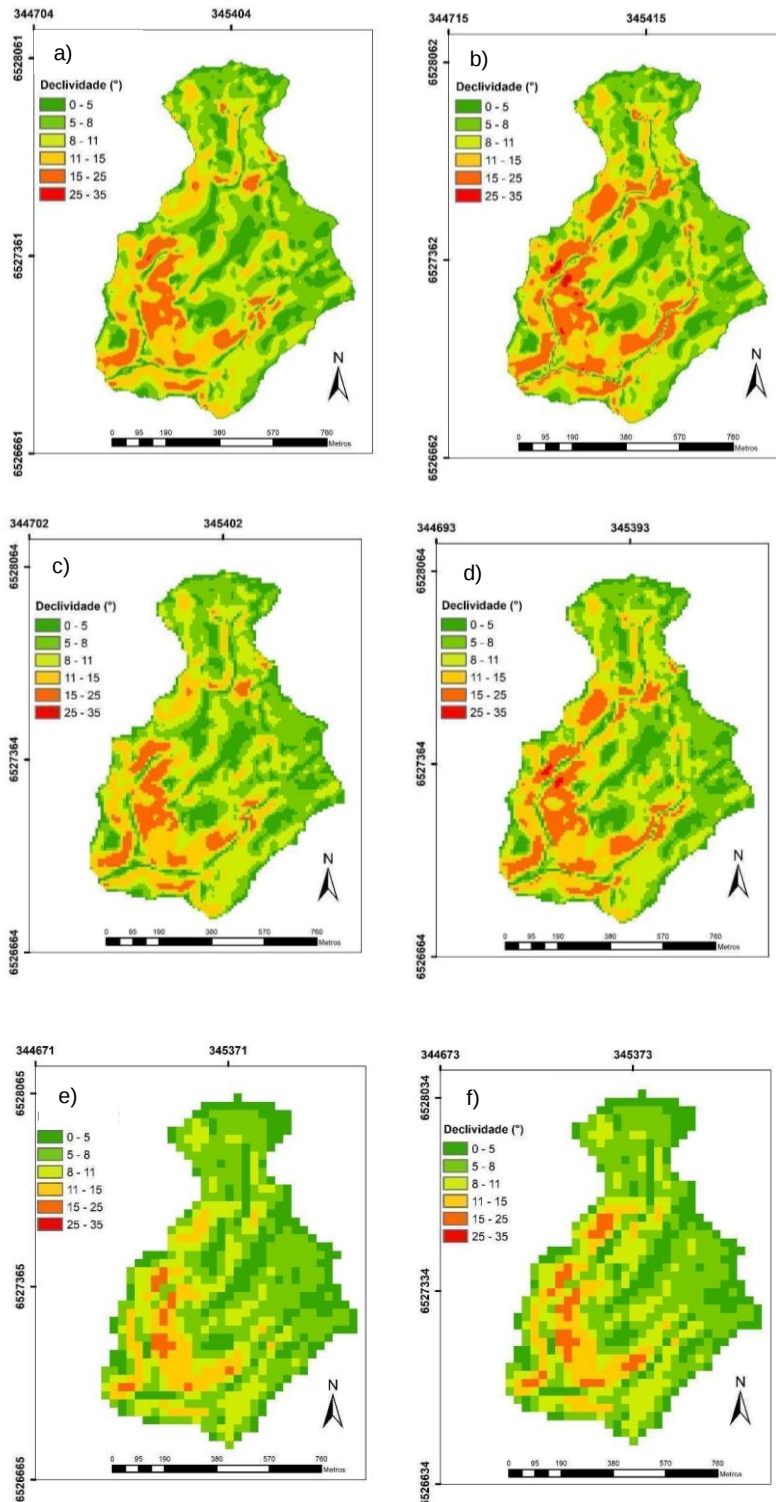


Figura 23 - Mapa de declividade derivado a partir do MDE a) sem detalhamento dos cursos d'água (resolução espacial de 5m); b) com detalhamento dos cursos d'água (resolução espacial de 5m); c) sem detalhamento dos cursos d'água (resolução espacial de 10m); d) com detalhamento dos cursos

d'água (resolução espacial de 10m); e) sem detalhamento dos cursos d'água (resolução espacial de 30 m); f) com detalhamento do curso d'água (resolução espacial de 30m).

Observa-se que, no mapa de declividade originado do MDE 5m com detalhamento do curso d'água (Figura 23b), há locais com declividade entre 25° e 35°, os quais não aparecem no mapa gerado a partir do MDE 5m sem detalhamento dos cursos d'água (Figura 23a). Enquanto, na Figura 23a, a declividade variou de 0,01° a 25,33°, com média de 8,93° e desvio padrão de 4,08°, na figura 23b, a variação foi de 0,10° a 33,00°, com média de 9,58° e desvio padrão de 4,68°. Uma vez que os MDEs foram derivados dos mesmos pontos obtidos por Veber (2016) nas áreas fora do curso d'água, a diferença nos valores de amplitude e média ocorreram em virtude das declividades obtidas a partir do levantamento topobatimétrico dos cursos d'água.

Seguindo o que ocorreu na resolução espacial de 5m, o mapa de declividade gerado a partir do MDE com resolução espacial de 10m e com detalhamento do curso d'água (Figura 23d) apresenta locais próximos aos cursos d'água com declividade superior ao gerado a partir do MDE sem o detalhamento do curso d'água (Figura 23c). Para este último, a variação da declividade foi de 0,05° a 23,85°, com média de 8,63° e desvio padrão de 3,63°. Já no gerado a partir do MDE com detalhamento do curso d'água, a variação da declividade foi de 0,07° a 30,29°, com média de 9,20° e desvio padrão de 4,46°. Para uma melhor visualização, os dados foram agrupados na Tabela 9. De uma forma geral, as menores declividades foram observadas nas maiores altitudes, enquanto as maiores foram identificadas nas baixas altitudes e nas áreas próximas ao curso d'água.

Tabela 9 - Estatísticas descritivas básicas com base nos mapas de declividade da bacia hidrográfica da sanga Ellert.

Declividade (°)	Mapas de declividade					
	5m		10m		30m	
Mínima	0,01	0,10	0,07	0,05	0,29	0,11
Máxima	25,33	33	23,85	30,29	16,79	18,54
Média	8,93	9,58	8,63	9,20	7,20	7,56
Desvio padrão	4,08	4,68	3,63	4,46	3,19	3,48

Observando a Tabela 9, percebe-se a tendência do aumento da declividade mínima com a diminuição da resolução espacial; da mesma forma, ocorre a redução da declividade máxima com a redução da resolução. Uma consequência é a redução dos valores médios e do desvio padrão dos mapas de declividade.

Também derivados dos MDEs, foi gerado um mapa de rugosidade relativa (rr.map) para cada MDE, totalizando 6 mapas. Para a confecção dos mapas, foram obtidos, a partir dos MDEs, o número de pixels para cada mapa e a altitude média, conforme a Tabela 11. A partir desses dados e da equação 2, foram gerados os mapas de rugosidade relativa, com resolução espacial de 5m, exibidos na Figura 24.

Tabela 11 - Número de pixels de acordo com a resolução espacial

	Número de pixels por resolução					
	5m		10m		30m	
Número de pixels	27600	27600	6900	6900	767	767

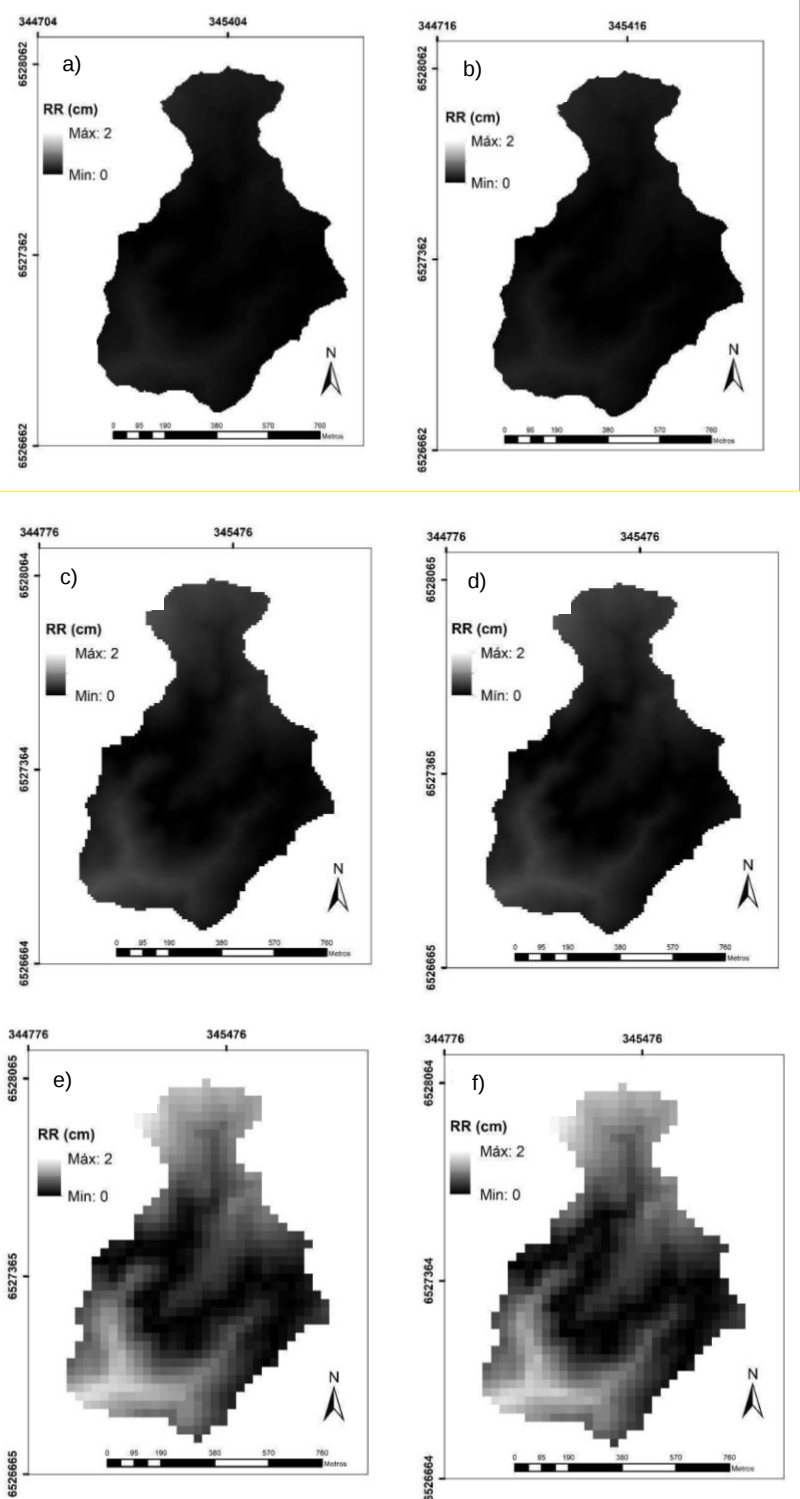


Figura 24 – Mapa de rugosidade relativa derivado (RR) do MDE a) sem detalhamento dos cursos d'água (resolução espacial de 5m); b) com detalhamento dos cursos d'água (resolução espacial de

5m); c) sem detalhamento dos cursos d'água (resolução espacial de 10m); d) com detalhamento dos cursos d'água (resolução espacial de 10m); e) sem detalhamento dos cursos d'água (resolução espacial de 30m); f) com detalhamento dos cursos d'água (resolução espacial de 30m).

Comparando visualmente mapas de mesma resolução, não é possível perceber diferenças oriundas da consideração ou não do detalhamento do curso d'água. No mapa de rugosidade relativa (resolução espacial de 5m), obtido a partir do MDE sem detalhamento do curso d'água, os valores variaram de 0,00cm a 0,32cm, com uma média de 0,10cm e um desvio padrão de 0,07cm. Já no que foi originado a partir do MDE que utilizou o detalhamento do curso d'água, a rugosidade relativa variou de 0,00 cm a 0,33cm, também com uma média de 0,10cm e um desvio padrão de 0,07cm.

Como na resolução espacial de 5m, os mapas de rugosidade relativa de 10m não apresentam diferenças significativas entre si, o que também pode ser confirmado a partir da análise dos dados obtidos dos mapas. No mapa de rugosidade relativa obtido a partir do MDE sem detalhamento dos cursos d'água, os valores variaram de 0,00cm a 0,65cm, com uma média de 0,20cm e um desvio padrão de 0,15cm. Já no originado a partir do MDE que utilizou o detalhamento do curso d'água, a rugosidade relativa variou de 0,00cm a 0,66cm, também com uma média de 0,21cm e um desvio padrão de 0,15cm.

Na resolução de 30 também não é possível perceber diferenças entre os mapas obtidos a partir de MDEs com e sem detalhamento dos cursos d'água. No mapa de rugosidade relativa obtido a partir do MDE sem detalhamento dos cursos d'água, os valores variaram de 0,01cm a 1,93cm, com uma média de 0,62cm e um desvio padrão de 0,45cm. Já no que foi originado a partir do MDE que utilizou o detalhamento dos cursos d'água, a rugosidade relativa variou de 0,01cm a 1,95cm, também com uma média de 0,63cm e um desvio padrão de 0,46cm. No entanto, comparando as diferenças entre resoluções espaciais distintas, é possível percebê-las conforme a tabela 11.

Tabela 11 -Rugosidade relativa, médias e desvio padrão.

Rugosidade Relativa (cm)	Mapas de rugosidade relativa					
	5 m		10 m		30 m	
Mínima	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Máxima	0,32	0,33	0,65	0,66	1,93	1,95
Média	0,10	0,10	0,20	0,21	0,62	0,63
Desvio padrão	0,07	0,07	0,15	0,15	0,45	0,46

Observando os valores médios da rugosidade relativa de 5m, 10m e 30m, com e sem detalhamento dos cursos d'água, observa-se a tendência de aumento da rugosidade relativa com a diminuição da resolução espacial. Isso ocorre porque, embora haja uma diminuição no desvio padrão das altitudes com a diminuição da resolução espacial, da mesma forma, há uma redução ainda maior dos números de pixels utilizados no MDE, sendo este o fator n , localizado no denominador da equação 2, responsável por ocasionar valores maiores de rugosidade relativa para resoluções espaciais menores.

Uma vez que o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) calcula o armazenamento máximo nas depressões (MDS) como forma de estabelecer um critério para o início do ESD, a rugosidade relativa tem papel fundamental na determinação desse início. Com isso, na resolução espacial de 30m, em que a rugosidade relativa média é de 0,63cm, o armazenamento máximo nas microdepressões é de 0,16mm. Já na resolução espacial de 5m, em que o valor médio de rugosidade relativa é de 0,10cm, o valor médio do armazenamento máximo nas microdepressões é de 0,02mm.

Como condição para o início do ESD, o aumento do armazenamento nas microdepressões causa um retardo nesse início e, também, atenua a vazão máxima. A partir dos dados do levantamento topográfico dos cursos d'água, foram obtidos mapas de largura do canal (channelwidth.map), declividade dos taludes (channelsideangle.map), declividade longitudinal (channelgradient.map) e profundidade (channeldepth.map) para as diferentes resoluções espaciais consideradas neste trabalho, conforme ilustrado na Figura 25.

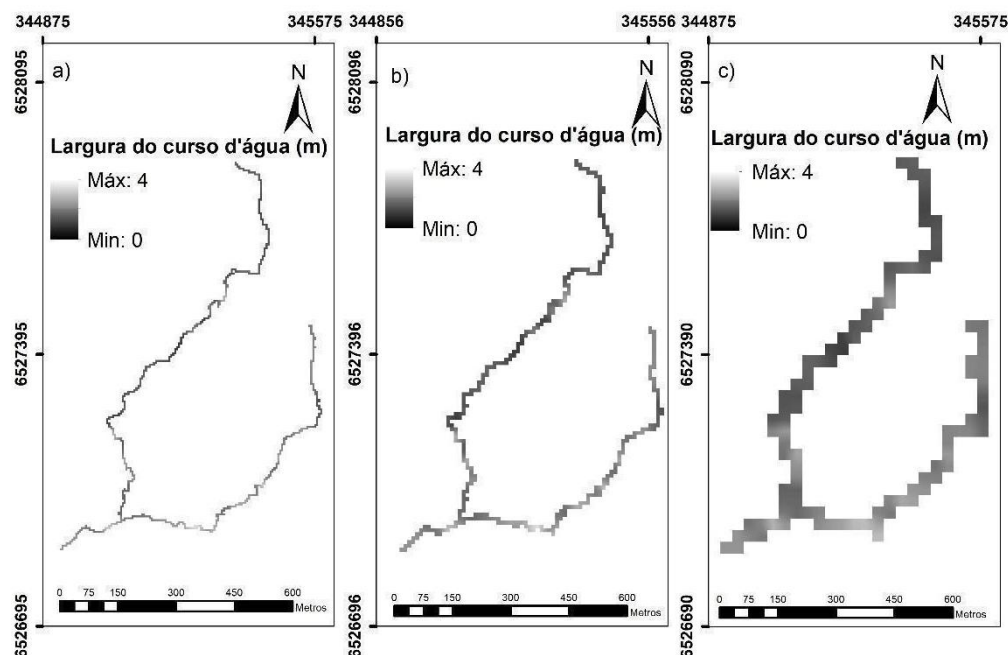


Figura 25 – Mapa de largura do curso d'água (m) considerando a) resolução espacial de 5m; b) resolução espacial de 10m; c) resolução espacial de 30m.

As diferenças que podem ser observadas a partir das distintas resoluções espaciais seguem a mesma tendência do ocorrido com os MDEs. À medida que a resolução espacial diminui, há uma menor amplitude de valores, acarretando um menor desvio padrão dos valores de largura do curso d'água (Tabela 12). Como consequência, os cursos d'água são menos detalhados e podem sofrer significativas alterações, as quais refletem no comportamento de alguns processos hidrológicos representados.

Tabela 12 -Largura do curso d'água, médias e desvio padrão.

Largura do curso d'água (m)	Resolução espacial		
	5m	10m	30m
Mínima	0,40	0,42	0,57
Máxima	3,34	3,30	3,25
Média	1,25	1,26	1,27
Desvio padrão	0,66	0,65	0,55

Uma vez que o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) calcula a fração do ESD que é incorporada ao curso d'água, conforme equação 12, pode-se concluir que uma redução nos valores médios de largura do curso d'água tende a aumentar a parcela do fluxo da célula que contribui para o escoamento dentro do curso d'água.

$$f_{qch} = \frac{dtu}{0,5(C_{xy} - B_c)} \quad (\text{Equação 12})$$

Onde: f_{qch} é a fração do ESD que é incorporada ao fluxo do curso d'água; dtu é a velocidade do escoamento perpendicular ao curso d'água; C_{xy} é a dimensão da célula no plano horizontal (a depender da resolução espacial analisada), e B_c é a largura do curso d'água.

Na figura 26, são exibidos os mapas de inclinação do talude (channelsideangle.map) para as 3 resoluções espaciais utilizadas neste trabalho.

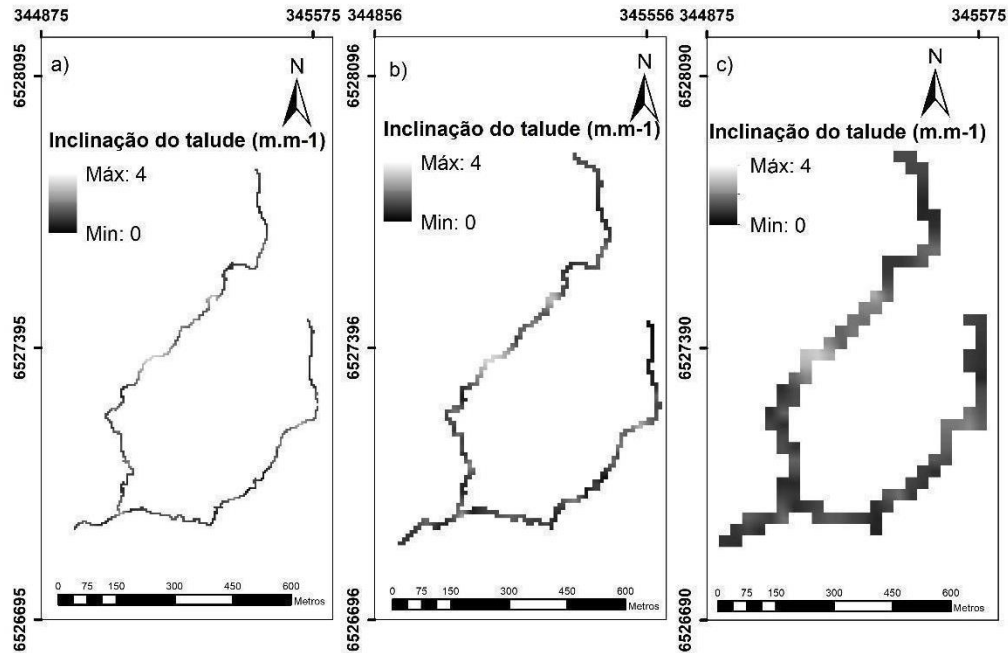


Figura 26 – Mapas de inclinação do talude (m.m⁻¹) para a) resolução espacial de 5m; b) resolução espacial de 10m; c) resolução espacial de 30m.

Observando os mapas, nota-se que o mapa com resolução espacial de 30m (Figura 26c) possui um nível de detalhes bem inferior ao de 5m (Figura 26a),

suprimindo grande parte das variações captadas no levantamento topográfico dos cursos d'água. Essa variação pode ser observada na tabela 13.

Tabela 13 -Inclinação do talude, médias e desvio padrão.

Inclinação do talude (m.m ⁻¹)	Resolução espacial		
	5m	10m	30m
Mínima	0,12	0,15	0,57
Máxima	3,34	3,32	3,25
Média	1,28	1,28	1,27
Desvio padrão	0,62	0,65	0,55

Como é possível constatar com base nos dados apresentados, a redução da resolução espacial tende a reduzir a amplitude dos valores de inclinação do talude dos cursos d'água, o que ocasiona uma pequena alteração na média e no desvio padrão. À medida que a resolução espacial diminui, a declividade média tende a diminuir, o que faz com que a seção tenda a tornar-se mais próxima de uma retangular, diminuindo a área da seção transversal e, conseqüentemente, a capacidade do curso d'água, culminando em uma redução no pico do hidrograma simulado.

Já a variação da declividade longitudinal do curso d'água (channelgradient.map) pode ser observada na figura 27. A declividade longitudinal sofreu uma variação muito pequena, conforme tabela 14.

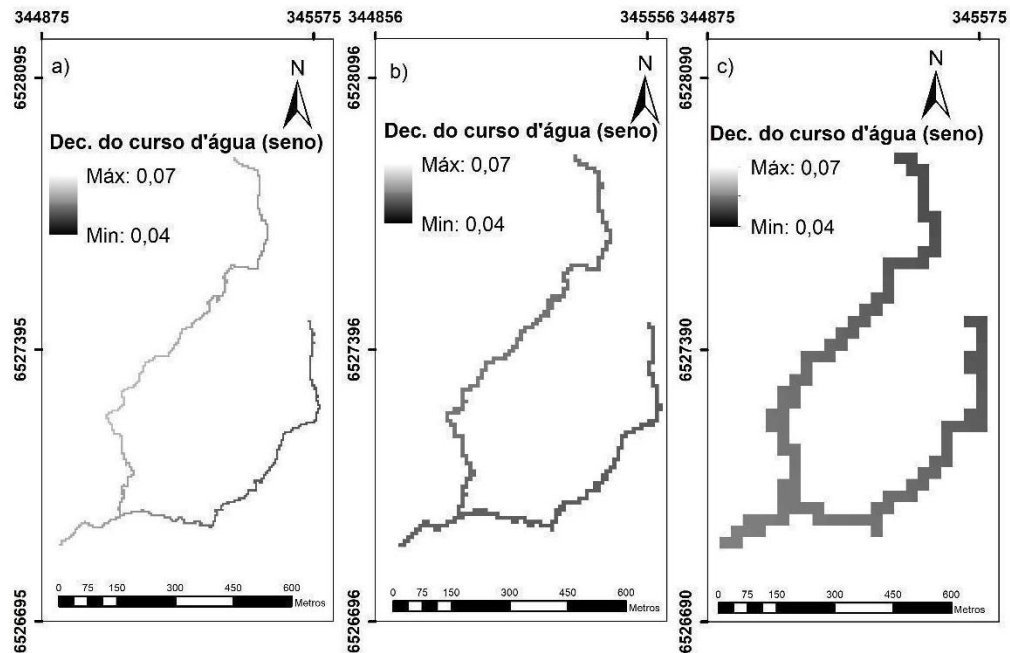


Figura 27 – Mapas de declividade longitudinal (seno). a) Resolução espacial de 5 m; b) Resolução espacial de 10 m; c) Resolução espacial de 30 m.

Tabela 14 -Declividade longitudinal, médias e desvio padrão.

Dec. Longitudinal (seno)	Resolução espacial		
	5m	10m	30m
Mínima	0,04	0,05	0,04
Máxima	0,06	0,05	0,05
Média	0,05	0,05	0,05
Desvio padrão	0,004	0,001	0,001

À medida que a resolução espacial diminui, a declividade longitudinal sofre uma pequena redução. Deve ser ressaltado que esse comportamento leva a uma redução na velocidade de escoamento e, conseqüentemente, a um retardo no tempo de pico, podendo também impactar na vazão de pico. Além disso, a declividade longitudinal pode exercer influência nos trechos de ascensão e de recessão, ou seja, essa variável tem grande influência no formato do hidrograma de escoamento superficial direto.

A variação da profundidade do curso d'água (channeldepth.map) pode ser observada na figura 28, enquanto algumas estatísticas descritivas básicas dessa variável podem ser analisadas na Tabela 15.

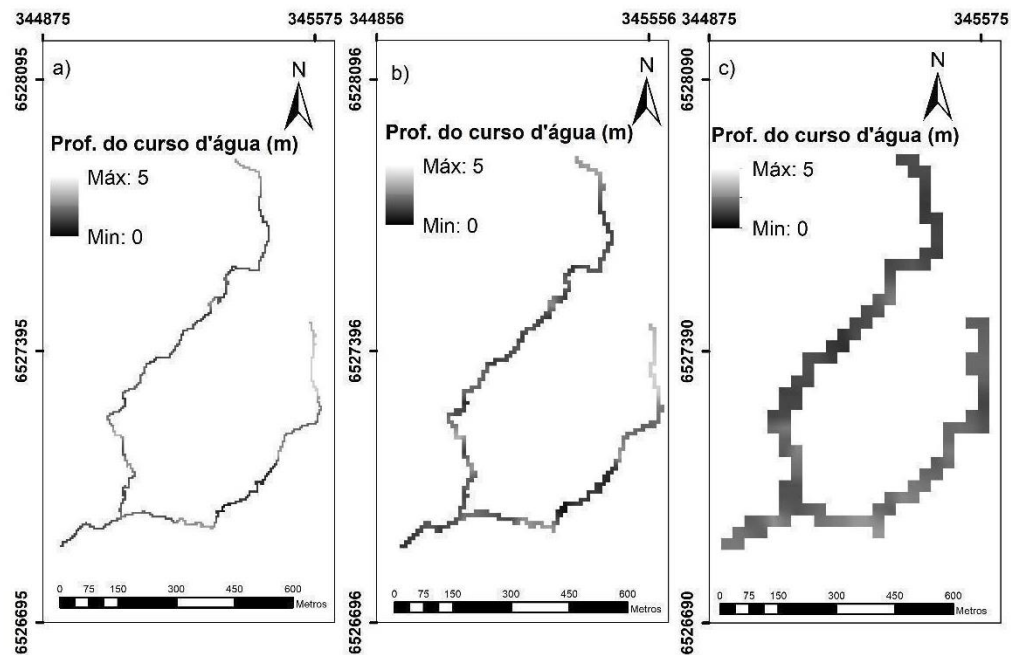


Figura 28 – Mapas de profundidade do curso d'água (m). a) Resolução espacial de 5m; b) Resolução espacial de 10m; c) Resolução espacial de 30m

Tabela 15 Profundidade do curso d'água, médias e desvio padrão.

Profundidade (m)	Resolução especial		
	5m	10m	30m
Mínima	0,31	0,26	0,98
Máxima	4,11	4,14	2,99
Média	2,00	1,99	1,85
Desvio padrão	0,84	0,83	0,46

Da mesma forma como os demais mapas de características associadas aos cursos d'água, à medida que a resolução espacial diminui, há uma tendência de redução do desvio padrão e das amplitudes das profundidades. Com isso, nos cenários em que o detalhamento dos cursos d'água é utilizado, pode-se concluir que,

à medida que a resolução espacial diminui, os valores mínimos de profundidade ficam mais elevados e, conseqüentemente, há um aumento da vazão devido à elevação do nível de extravasamento. Por outro lado, há uma redução dos valores máximos, fazendo com que nesses pontos haja uma redução da vazão devido à menor profundidade de extravasamento. Como os valores de profundidade em média sofrem redução, com a diminuição da resolução espacial, pode-se concluir que a vazão tende a diminuir também.

Também derivados dos MDEs, os mapas de LDD (ldd.map), obtidos com a utilização do PCRaster, são exibidos na figura 29, em que se observam pequenas variações das linhas de fluxo, principalmente no entorno dos cursos d'água (Figuras 29a e 29b). Para a resolução espacial de 30 m, além dessas alterações próximas aos cursos d'água, observou-se uma grande redução de linhas de fluxo em comparação com as figuras 29a, 29b, 29c e 29d. Essa redução ocorre devido ao número de células ser inferior. As alterações de traçado modificam o comprimento das linhas de fluxo, o que causa variação no tempo em que a água alcança o curso d'água e, conseqüentemente, tem potencial para alterar o tempo de concentração da bacia e o formato do hidrograma gerado por um dado evento de chuva.

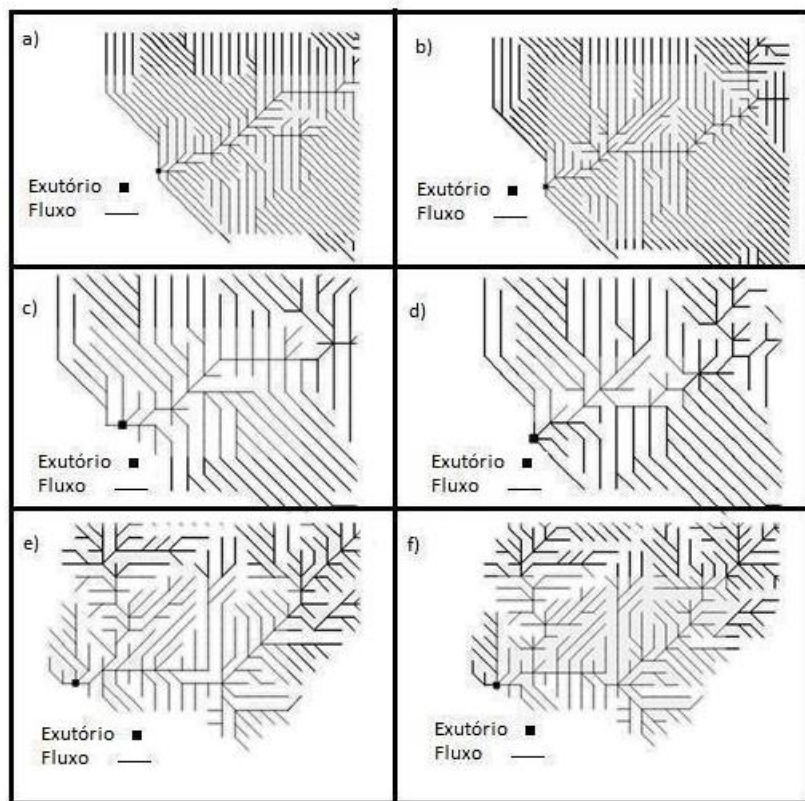


Figura 29 – Imagens do LDD gerado a partir de MDE para: a) resolução espacial de 5m sem detalhamento dos cursos d'água, b) resolução espacial de 5m com detalhamento dos cursos d'água, c) resolução espacial de 10m sem detalhamento dos cursos d'água, d) resolução espacial de 10m com detalhamento dos cursos d'água, e) resolução espacial de 30m sem detalhamento dos cursos d'água, e f) resolução espacial de 30m com detalhamento dos cursos d'água.

Os mapas LDD representam as linhas de escoamento superficial no modelo; dessa forma, suas alterações acarretam profundas mudanças na forma como ocorre o escoamento na superfície. Uma vez que o escoamento, ao atingir uma célula, possui nove possibilidades diferentes de deslocamento, pequenas mudanças podem ter como consequência grandes alterações no tempo de percurso e na vazão final. De acordo com a figura 29, é perceptível o maior detalhamento do LDD em maiores resoluções, o que contribui para uma melhor resposta da bacia aos eventos de chuva durante a simulação.

Há também, comparando-se as mesmas resoluções espaciais, diferenças significativas no LDD em áreas próximas ao curso d'água. Essa melhora no nível de detalhamento tende a aproximar o modelo das condições de escoamento reais da bacia.

5.1.2 Uso do solo

Os mapas de uso e cobertura (units.map), cobertura (cover.map), índice de área foliar (lai.map) e armazenamento de água no dossel (smax.map) foram derivados de imagens orbitais. Já o de altura das plantas (height.map) foi obtido com base nas informações sugeridas por Jetten (2018). Os mapas de uso do solo, nas 5 datas utilizadas, são ilustrados na figura 30.

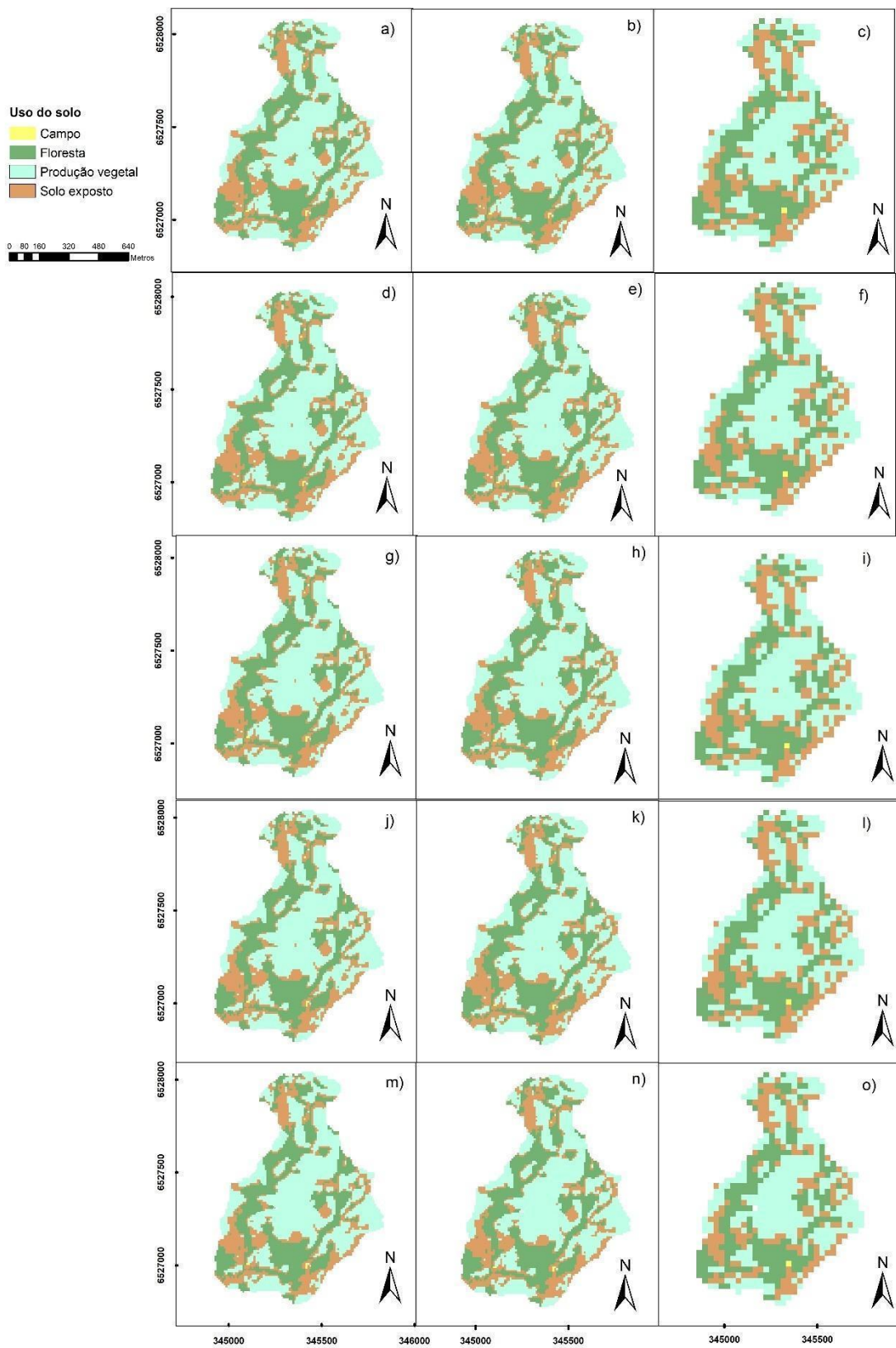


Figura 30 – Mapas de uso e cobertura do solo. a) Resolução espacial de 5m (12/05/2017); b) Resolução espacial de 10m (12/05/2017); c) Resolução espacial de 30m (12/05/2017); d) Resolução espacial de 5m (20/05/2017); e) Resolução espacial de 10m (20/05/2017); f) Resolução espacial de 30m (20/05/2017); . g) Resolução espacial de 5m (25/05/2017); h) Resolução espacial de 10m (20/05/2017); i) Resolução espacial de 30m (20/05/2017); j) Resolução espacial de 5m (04/11/2017); k) Resolução espacial de 10m (04/11/2017); l) Resolução espacial de 30m (04/11/2017); . m) Resolução espacial de 5m (18/03/2019); n) Resolução espacial de 10m (18/03/2019); o) Resolução espacial de 30m (18/03/2019).

Uma vez que a delimitação das áreas foi derivada de imagens orbitais com resolução espacial de 10m e, a partir destas, as informações foram modificadas para 5m e 30m, não foram observadas diferenças quanto às áreas entre as resoluções de 5 e 10m, mas somente quanto às dimensões de cada célula. Já para a resolução de 30m, foi possível observar diferenças significativas. A tabela 16 exhibe a proporção das áreas obtidas de cada uso e cobertura, investigadas para cada uma das imagens utilizadas.

Tabela 16 – Tipo de uso do solo nas diferentes imagens utilizadas (%)

	12/05/2017			20/05/2017			25/05/2017			04/11/2017			18/03/2019		
	5	10	30	5	10	30	5	10	30	5	10	30	5	10	30
Campo	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,25
Floresta	27,14	27,13	27,20	27,15	27,18	27,22	27,16	27,11	27,10	26,99	27,01	27,02	26,92	26,94	26,99
Prod. Veg.	44,27	44,25	44,29	44,20	44,14	44,26	44,41	44,15	44,85	44,16	45,03	45,03	45,10	45,21	45,20
Solo exp.	22,65	22,67	22,72	23,02	23,05	23,01	23,11	23,15	24,15	24,16	24,91	24,16	22,03	22,03	22,03

Percebeu-se, pelos dados apresentados, que a área de campo, em diferentes datas, manteve-se em valores quase constantes, com pequenas variações. Já a de floresta apresentou uma pequena tendência de redução, o que pode ser atribuído ao desmatamento para aumento de produção agrícola. Como, nas áreas de floresta, ocorre com mais intensidade o processo de interceptação, pode-se observar que a substituição destas por áreas de solo exposto ou produção vegetal tende a aumentar o ESD na bacia.

Já, para obtenção do índice de área foliar e índice de cobertura do solo, foi aplicado o MLME, tendo como resultado a figura 31.

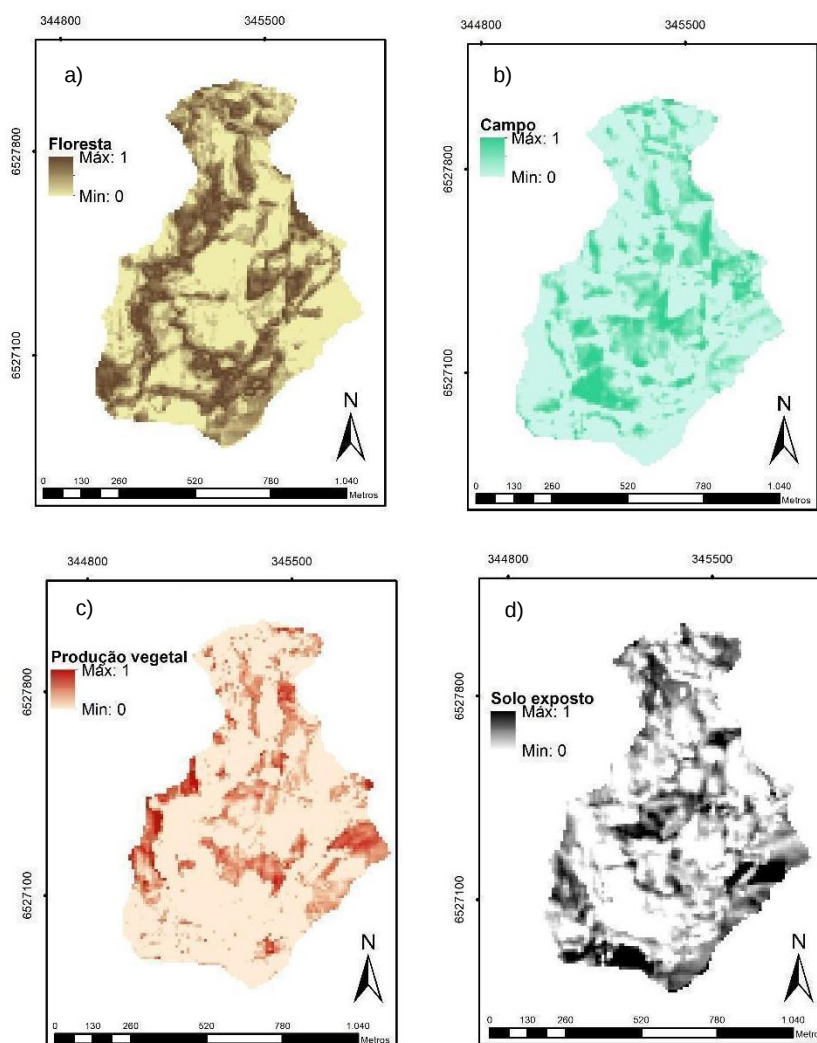


Figura 31 – Resultados do MLME para a) floresta, b) campo, c) produção vegetal, e d) solo exposto.

A partir do MLME, foram obtidos os mapas de índice de área foliar (lai.map), conforme a figura 32. Com base nos resultados, observou-se uma variação dos valores mínimos de IAF para as resoluções espaciais de 5 m e 10 m entre 0,01 e 0,02 $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$, respectivamente, enquanto os valores máximos variaram de 4,83 a 4,98 $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$. Já para a resolução espacial de 30 m, a variação dos valores máximos foi de 4,36 a 4,93 $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ e, em todas as resoluções, os maiores valores ocorreram em 04/11/2017, e os menores, em 18/03/2019 (Tabela 17). Os valores

de IAF têm influência no processo de interceptação, porém esse processo representa apenas uma parcela do ciclo hidrológico, e uma variação de valores na ordem de 1,03%, como neste estudo, não tem impacto significativo no ESD.

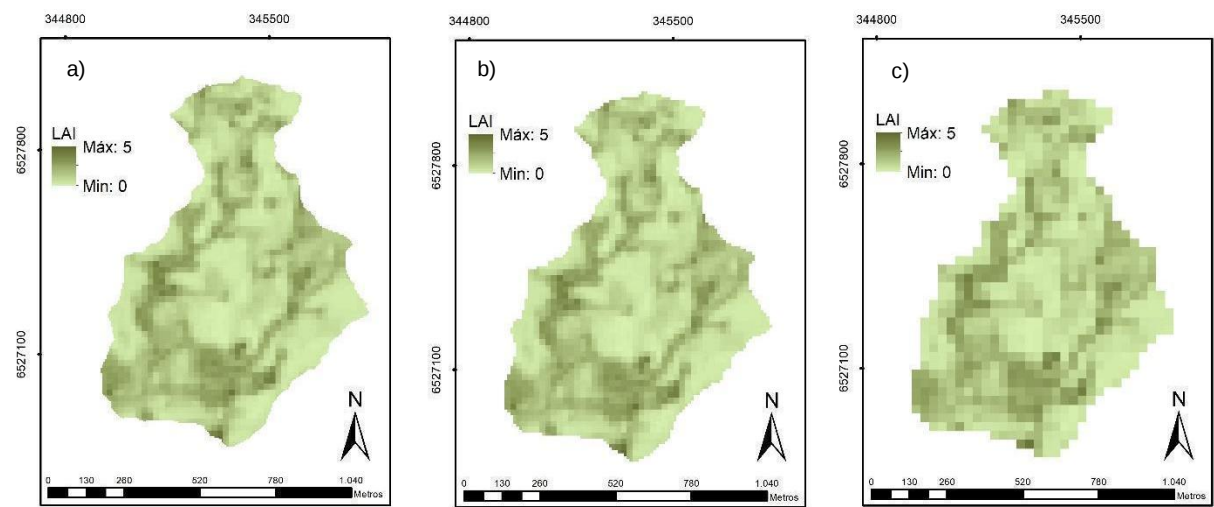


Figura 32 – Resultados do LAI para a) resolução espacial de 5m, b) resolução espacial de 10 m e c) resolução espacial de 30 m.

Tabela 17 – Índice área de área foliar para as imagens utilizadas ($m^2 m^{-2}$)

	12/05/2017			20/05/2017			25/05/2017			04/11/2017			18/03/2019		
	5	10	30	5	10	30	5	10	30	5	10	30	5	10	30
Mínima	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Máxima	4,87	4,87	4,39	4,92	4,92	4,78	4,90	4,90	4,85	4,98	4,98	4,93	4,83	4,83	4,36
Média	1,22	1,22	1,22	1,24	1,24	1,23	1,21	1,21	1,20	1,25	1,25	1,25	1,22	1,22	1,21
Desvio padrão	0,91	0,91	0,92	0,88	0,88	0,85	0,93	0,93	0,91	1,01	1,01	0,98	0,95	0,95	0,93

Para o índice de cobertura (cover.map), os resultados são exibidos na figura 33. Para as resoluções espaciais de 5m e 10m, os valores mínimos foram, respectivamente, de 0,010 e 0,021, enquanto os máximos variaram entre 0,857 e 0,876. Já para a resolução espacial de 30m, os valores mínimos foram de 0,012 a

0,020 e os máximos de 0,853 a 0,879 (Tabela 18). A variação do índice de cobertura, assim como do índice de área foliar, tem impacto no processo de interceptação. Dessa maneira, maiores valores têm como consequência maiores valores de interceptação e, conseqüentemente, um atraso na vazão de pico do hidrograma de ESD.

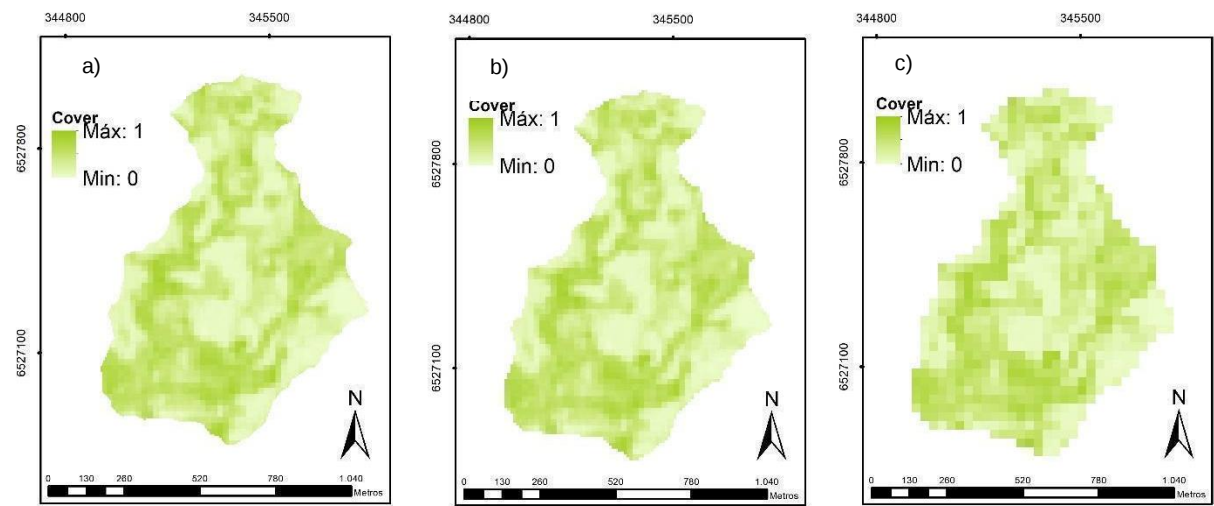


Figura 33 – Resultados do índice de cobertura para a) resolução espacial de 5 m, b) resolução espacial de 10 m e c) resolução espacial de 30 m.

Tabela 18 – Índice de cobertura para as imagens utilizadas

	12/05/2017			20/05/2017			25/05/2017			04/11/2017			18/03/2019		
	5m	10m	30m	5m	10m	30m	5m	10m	30m	5m	10m	30m	5m	10m	30m
Mínima	0,013	0,013	0,018	0,015	0,015	0,017	0,010	0,010	0,012	0,021	0,021	0,020	0,014	0,014	0,016
Máxima	0,864	0,864	0,856	0,871	0,871	0,865	0,857	0,857	0,853	0,876	0,876	0,879	0,870	0,870	0,863
Média	0,356	0,356	0,355	0,361	0,361	0,358	0,346	0,346	0,343	0,375	0,375	0,372	0,371	0,371	0,368
Desvio padrão	0,221	0,221	0,221	0,222	0,222	0,221	0,218	0,218	0,217	0,231	0,231	0,230	0,229	0,229	0,228

5.1.3 Atributos físico-hídricos do solo

Conforme mencionado anteriormente, o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) requer informações de diversos parâmetros relacionados às características físico-hídricas do solo. Neste trabalho, considerando o modelo de infiltração adotado, foi necessária a confecção dos mapas de condutividade hidráulica do solo saturado, tensão matricial na frente de umedecimento, porosidade e umidade inicial do solo, obtidos a partir dos dados de Soares (2018). De forma geral, nos mapas desses atributos físico-hídricos do solo, confeccionados com base em dados obtidos através de coletas em campo, análises laboratoriais e procedimentos de interpolação espacial, não há diferenças significativas entre valores médios nas diferentes resoluções espaciais estudadas.

Os mapas de condutividade hidráulica do solo saturado (ksat1.map) são exibidos na figura 34. A condutividade hidráulica do solo saturado, embora tenha apresentado variações devido às diferentes resoluções espaciais, manteve aproximadamente os mesmos valores médios de $76,99 \text{ mm h}^{-1}$, $77,68 \text{ mm h}^{-1}$ e $77,79 \text{ mm h}^{-1}$, para os tamanhos de pixels de 5, 10 e 30m, respectivamente. Embora os valores mínimos tenham variado entre $12,33 \text{ mm h}^{-1}$ e $12,57 \text{ mm h}^{-1}$, e os máximos, entre $206,98 \text{ mm h}^{-1}$ e $242,51 \text{ mm h}^{-1}$ (Tabela 19), o que num primeiro momento pode ser considerada uma pequena variação - sabe-se que o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) é sensível a pequenas alterações dos valores de condutividade hidráulica (DE ROO *et al.*, 1996). Dessa forma, pode-se observar que, embora a condutividade hidráulica do solo saturado média seja aproximadamente igual nas 3 resoluções espaciais, o hidrograma de ESD poderá sofrer alterações significativas.

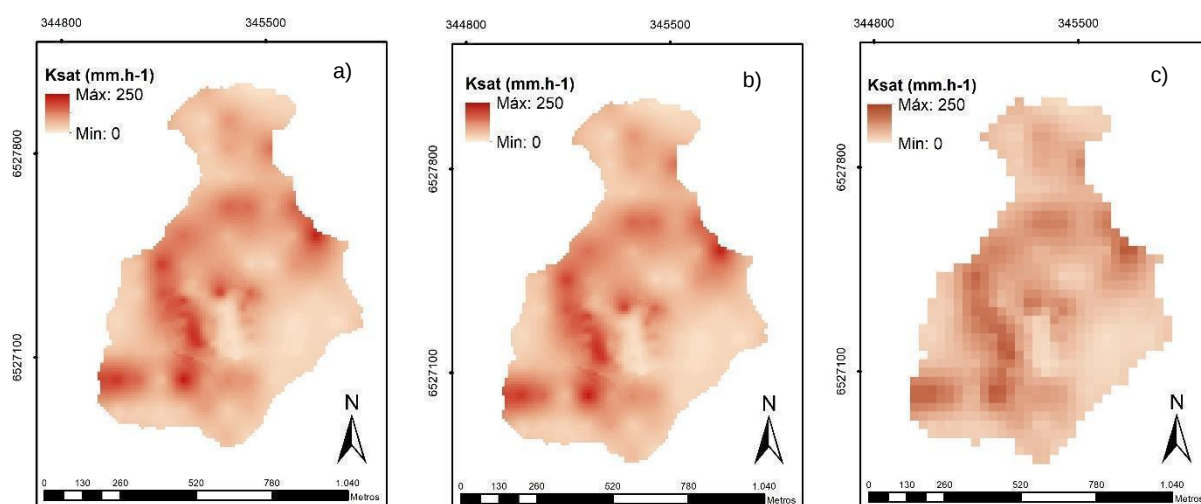


Figura 34 – Mapas de condutividade hidráulica do solo saturado para a) resolução espacial de 5 m, b) resolução espacial de 10 m e c) resolução espacial de 30 m.

Tabela 19 – Condutividade hidráulica do solo saturado (mm.h^{-1}) para a área de estudo em função das diferentes resoluções espaciais utilizadas

	Resolução espacial		
	5m	10m	30m
Mínimo	12,33	12,46	12,57
Máximo	242,51	236,62	206,98
Média	76,99	77,68	77,79
Desvio padrão	41,63	41,59	41,76

Para os valores da tensão matricial na frente de umedecimento (psi1.map), são exibidos na figura 35 os mapas utilizados na modelagem do LISEM. A tensão matricial na frente de umedecimento apresentou média entre 72,10 cm e 71,92 cm para as diferentes resoluções espaciais, com valores máximos entre 167,81 cm e 186,52 cm, e mínimos entre 17,49 cm e 17,52 cm (Tabela 20). A tensão matricial do solo na frente de umedecimento influencia o processo de infiltração, de forma que maiores valores geram menores taxas de infiltração. Embora a tensão matricial média na frente de umedecimento seja aproximadamente constante, a redução dos valores máximos na resolução espacial de 30m tende a aumentar a taxa de infiltração.

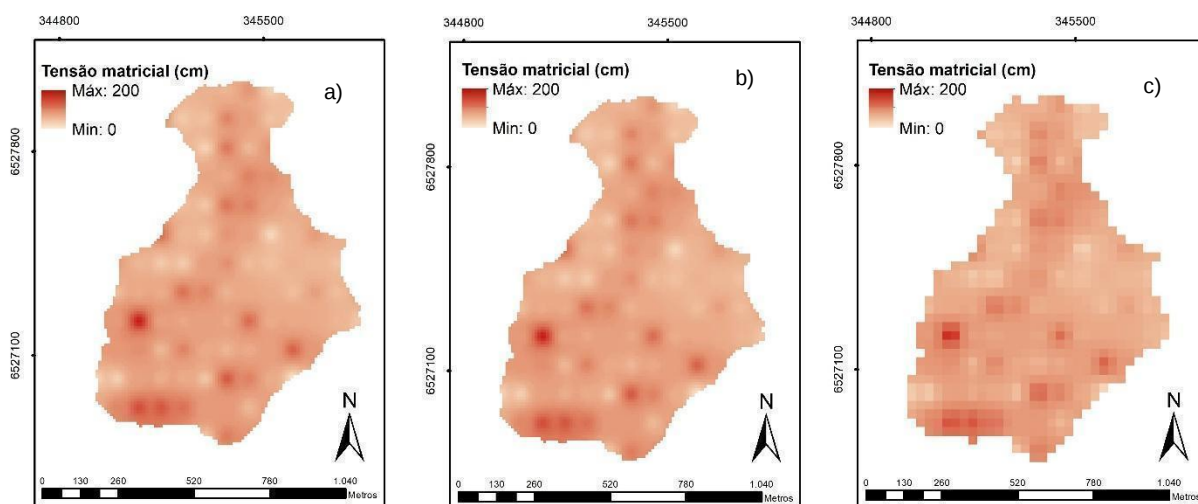


Figura 35 – Mapas de tensão matricial na frente de umedecimento para a) resolução espacial de 5m, b) resolução espacial de 10m e c) resolução espacial de 30m.

Tabela 20 – Tensão matricial na frente de umedecimento (cm) para a área de estudo em função das diferentes resoluções espaciais utilizadas

	Resolução espacial		
	5m	10m	30m
Mínimo	13,59	14,66	25,43
Máximo	186,52	183,84	167,81
Média	72,23	72,10	71,92
Desvio padrão	17,50	17,49	17,52

Para a porosidade, os mapas gerados estão apresentados na figura 36. A porosidade média variou de 0,46 a 0,47 entre as 3 resoluções espaciais, com valores mínimos entre 0,18 e 0,26, e máximos entre 0,60 e 0,61 (Tabela 21). Valores de porosidade maiores tendem a aumentar a taxa de infiltração, enquanto os menores tendem a diminuí-la, de forma análoga à tensão matricial média na frente de umedecimento.

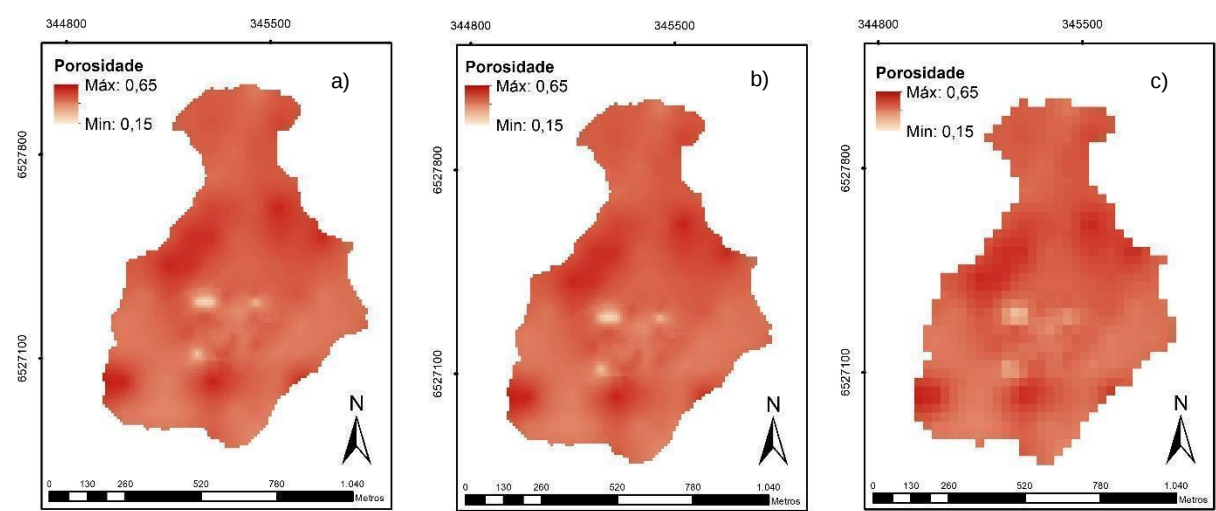


Figura 36 – Mapas de porosidade para a) resolução espacial de 5m, b) resolução espacial de 10m e c) resolução espacial de 30m.

Tabela 21 – Porosidade para a área de estudo em função das diferentes resoluções espaciais utilizadas.

	Resolução espacial		
	5m	10m	30m
Mínima	0,18	0,20	0,26
Máxima	0,61	0,61	0,60
Média	0,46	0,47	0,47
Desvio padrão	0,05	0,04	0,04

Os mapas de umidade inicial são exibidos na figura 37. A umidade inicial média variou de 0,47 a 0,49 nas 3 resoluções, com valores mínimos entre 0,16 e 0,22, e máximos entre 0,47 e 0,49 (Tabela 22). Observou-se que o valor mínimo de umidade inicial para pixels de 30 m foi relativamente superior aos demais valores mínimos, sendo que esse comportamento também foi observado para os 2 atributos anteriores.

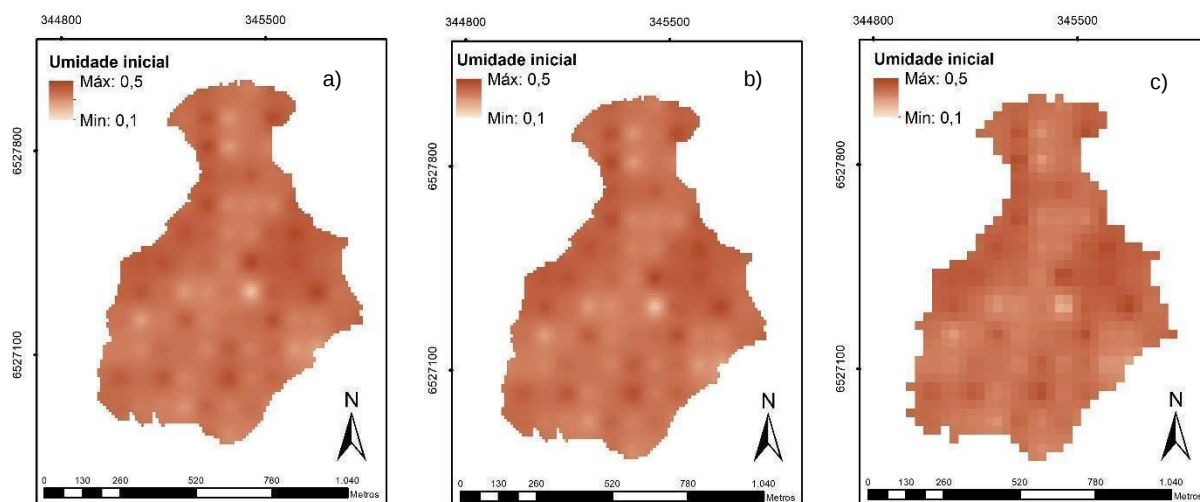


Figura 37 – Mapas de umidade inicial para a) resolução espacial de 5 m, b) resolução espacial de 10 m e c) resolução espacial de 30m.

Tabela 22 – Umidade volumétrica inicial ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) para a área de estudo em função das diferentes resoluções espaciais utilizadas

	Resolução espacial		
	5m	10m	30m
Mínima	0,16	0,18	0,22
Máxima	0,49	0,48	0,47
Média	0,37	0,37	0,37
Desvio padrão	0,03	0,03	0,03

5.2 Comparação entre eventos

Com os mapas de entrada devidamente configurados no LISEM (DE ROO *et al.*, 1996), procedeu-se à análise preliminar de sensibilidade do modelo frente a alterações de algumas variáveis. A análise de sensibilidade pode ser feita diretamente no LISEM (DE ROO *et al.*, 1996), utilizando-se fatores que visam majorar ou minorar diversos parâmetros e observando-se o comportamento do hidrograma gerado. Neste trabalho, na análise de sensibilidade e na calibração, foram utilizados somente o coeficiente de rugosidade de Manning, a umidade inicial do solo e a condutividade hidráulica do solo saturado. De forma geral, observou-se que o modelo possui grande sensibilidade com relação à condutividade hidráulica e umidade inicial, conforme constatado por De Roo *et al.* (1996).

Tabela 23 - Valores de C_{NS} e ER_{QP}

	1		2		3		4		5		6		7		8	
	C_{NS}	ER_{QP} (%)	C_{NS}	ER_{QP} (%)	C_{NS}	ER_{QP} (%)	C_{NS}	ER_{QP} (%)	C_{NS}	ER_{QP} (%)	C_{NS}	ER_{QP} (%)	C_{NS}	ER_{QP} (%)	C_{NS}	ER_{QP} (%)
C1	0,56	5,32	0,91	2,35	0,72	0,53	0,45	3,45	0,41	5,35	0,75	4,35	0,43	6,02	0,65	1,25
C2	0,43	1,51	0,75	1,72	0,52	2,35	0,35	4,90	0,63	6,35	0,77	3,27	0,35	8,05	0,69	2,37
C3	0,48	2,85	0,79	4,35	0,45	5,31	0,33	2,67	0,49	2,85	0,67	1,83	0,36	5,78	0,60	3,11
C4	0,59	15,35	0,88	0,55	0,65	1,55	0,47	2,83	0,48	4,35	0,60	6,27	0,47	3,59	0,72	1,20
C5	0,53	0,58	0,81	7,50	0,50	2,33	0,40	4,85	0,73	2,37	0,76	5,34	0,49	2,98	0,61	5,98
C6	0,35	12,35	0,83	6,05	0,52	4,44	0,41	2,98	0,49	0,58	0,68	2,89	0,35	0,90	0,67	3,48
C7	0,50	2,15	0,81	2,32	0,58	3,17	0,44	2,55	0,50	3,44	0,60	3,44	0,38	12,35	0,70	2,13
C8	0,33	3,79	0,75	1,75	0,45	2,93	0,38	3,50	0,82	8,51	0,43	2,94	0,31	9,22	0,60	8,00

C9	0,39	9,55	0,62	0,78	0,46	9,04	0,15	2,35	0,36	0,22	0,40	5,12	0,35	8,35	0,58	6,03
C10	0,52	3,88	0,84	0,95	0,61	2,33	0,45	1,25	0,49	3,48	0,55	0,78	0,35	7,58	0,71	5,21
C11	0,25	4,13	0,75	2,35	0,55	1,88	0,42	2,35	0,83	2,58	0,51	1,58	0,23	6,98	0,50	4,68
C12	0,27	6,77	0,60	4,35	0,53	7,32	0,20	0,15	0,21	4,13	0,20	0,58	0,39	3,58	0,55	3,33
C13	0,49	5,02	0,78	1,57	0,65	3,57	0,37	0,52	0,35	7,35	0,45	0,53	0,27	4,13	0,39	4,35
C14	0,43	11,70	0,75	9,87	0,61	4,05	0,35	4,35	0,43	5,45	0,49	7,30	0,25	7,85	0,42	1,57
C15	0,48	3,55	0,67	7,68	0,63	3,57	0,30	5,35	0,39	2,89	0,41	2,35	0,29	3,55	0,35	7,56
C16	0,52	6,78	0,82	2,35	0,64	5,89	0,41	2,27	0,59	10,41	0,56	4,35	0,30	3,77	0,49	2,35
C17	0,42	5,33	0,75	4,85	0,58	1,03	0,38	2,90	0,57	3,94	0,52	3,57	0,32	10,02	0,45	2,99
C18	0,48	8,58	0,69	4,35	0,60	0,98	0,43	5,02	0,53	1,88	0,55	2,87	0,29	0,77	0,43	0,75
C19	0,45	9,88	0,72	2,65	0,49	4,57	0,33	8,35	0,53	0,75	0,48	3,53	0,17	6,12	0,45	8,45
C20	0,47	2,13	0,75	4,33	0,50	5,44	0,35	2,35	0,57	8,35	0,50	1,36	0,20	2,89	0,40	3,57
C21	0,42	3,75	0,62	0,57	0,47	8,24	0,30	4,13	0,50	2,35	0,43	4,35	0,13	3,58	0,37	4,65
C22	0,43	4,39	0,78	2,38	0,51	11,65	0,43	9,75	0,55	0,75	0,51	12,80	0,24	8,02	0,46	2,15
C23	0,38	15,25	0,56	4,35	0,49	10,50	0,44	7,05	0,53	2,35	0,40	5,35	0,22	7,00	0,40	3,87
C24	0,40	3,54	0,64	7,85	0,43	1,57	0,38	4,22	0,59	4,69	0,45	3,40	0,18	2,44	0,47	9,47

Devido à grande quantidade de hidrogramas gerados, foram selecionados para exibição, com base nos valores de C_{NS} calculados para cada evento, os cenários que obtiveram melhores e piores classificações (Figura 38). Todos os hidrogramas podem ser visualizados no Apêndice C.

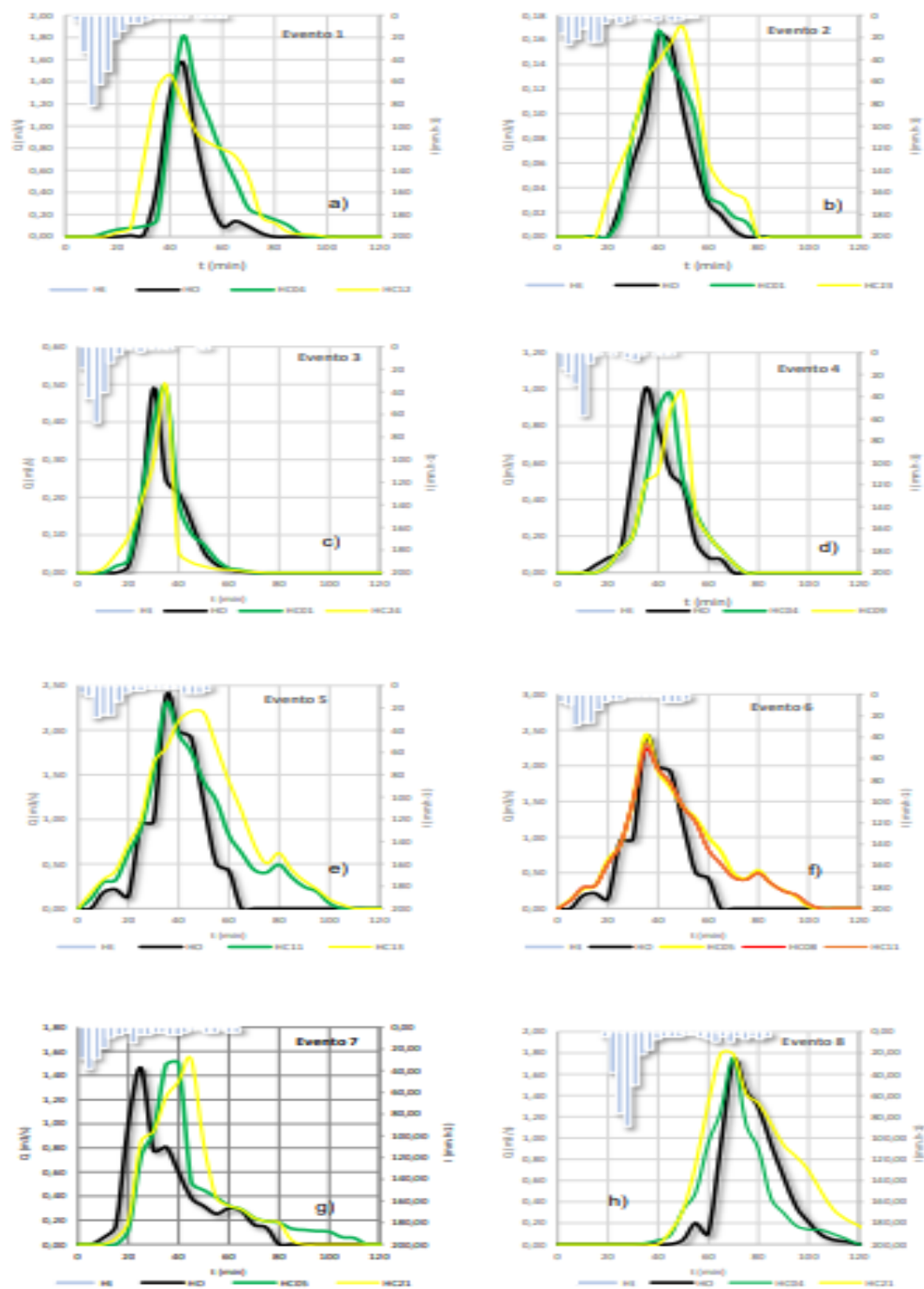


Figura 38 – Hidrogramas de ESD dos eventos, onde H_t é o hietograma, H_O é o hidrograma observado e H_C é o hidrograma estimado de cada cenário. A) Evento 1; b) Evento 2; c) Evento 3; d) Evento 4; e) Evento 5; f) Evento 6; g) Evento 7; h) Evento 8

O evento 1 (12/05/2017) teve uma duração de 110 min (Figura 36a), apresentou uma intensidade máxima da precipitação igual a $81,60\text{mm.h}^{-1}$ e uma vazão máxima observada de $1,57\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Observando os resultados do C_{NS} , percebeu-se um ajuste classificado como bom no cenário 1 ($C_{NS}=0,56$) e 4 ($C_{NS}=0,59$). Enquanto, no cenário 1, a inclusão do detalhamento do canal fez com que o LISEM representasse o extravasamento deste, no cenário 4, não houve essa simulação. No entanto, os cenários com ajuste satisfatório foram o 5, o 7, o 10 e o 16 (Tabela 24). Os demais apresentaram ajuste insatisfatório. A título de exemplo, a variação da resolução espacial do evento 1 para os cenários 2 e 3 causou a mudança do ajuste de bom, com C_{NS} de 0,56, para insatisfatório, com C_{NS} de 0,43 e 0,48, respectivamente. Com os cenários 4, 5 e 6, os resultados apresentaram-se semelhantes: o cenário 4 apresentou um bom ajuste ($C_{NS}=0,59$), o C_{NS} do cenário 5 ficou em 0,53, sendo considerado satisfatório, e o cenário 6 apresentou C_{NS} insatisfatório de 0,43. Com relação ao ER_{QP} , os cenários foram predominantemente classificados como muito bons, sendo que somente os cenários 6 e 14 foram classificados como bons, e os cenários 4 e 23, como satisfatórios.

O evento 2 (20/05/2017) (Figura 38b) teve como valor máximo a vazão de $0,163\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, com uma duração de 100 min. No que tange aos resultados de C_{NS} , os cenários 9, 12, 21 e 24 foram considerados bons. Todos os demais apresentaram resultados considerados como muito bons. Os resultados do ER_{QP} apresentaram, em sua totalidade, resultados considerados como muito bons.

O evento 3 (25/05/2017) (Figura 38) teve como valor máximo a vazão de $0,489\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, com uma duração de 75 min. Os resultados do C_{NS} referentes aos cenários 3, 8, 9, 20, 21, 23 e 24 foram classificados como insatisfatórios, os referentes aos cenários 1, 4 e 13, como muito bons, e os relativos aos cenários 6, 12 e 22, como satisfatórios; os demais foram classificados como bons. Já o ER_{QP} apresentou bons resultados nos cenários 22 e 23; todos os demais foram classificados como muito bons.

O evento 4 (12/10/2017) (Figura 38d) teve como valor máximo a vazão de $1,003\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, com uma duração de 65 min. Para o evento 4, todos os cenários

apresentaram C_{NS} insatisfatório, porém o ER_{QP} foi classificado como muito bom em todos eles.

O evento 5 (19/10/2017) (Figura 38e) teve como valor máximo a vazão de $2,381 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, com uma duração de 60 min. Os resultados do C_{NS} referentes aos cenários 1, 3, 4, 6, 9, 10, 12, 13, 14, 15 e 24 foram classificados como insatisfatórios, os relativos aos cenários 5, 8 e 11, como muito bons, e os referentes aos cenários 2, 16, 17, 20, 22 e 24, como bons; os demais foram classificados como satisfatórios. Já o ER_{QP} apresentou bons resultados no cenário 16; todos os demais foram classificados como muito bons.

O evento 6 (04/11/2017) (Figura 38f) teve como valor máximo a vazão de $1,235 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, com uma duração de 65 min. Os resultados do C_{NS} referentes aos cenários 8, 9, 12, 13, 14, 15, 19, 21, 23 e 24 foram classificados como insatisfatórios, os relativos aos cenários 1, 2, 3, 5 e 6, como muito bons, e os referentes aos cenários 4, 7, 10, 16 e 19, como bons; os demais foram classificados como satisfatórios. Já o ER_{QP} apresentou bons resultados no cenário 16; todos os demais foram classificados como muito bons.

O evento 7 (04/11/2017) (Figura 38g) teve como valor máximo a vazão de $1,462 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, com uma duração de 80 min. Em todos os cenários, os resultados foram classificados como insatisfatórios no que tange ao C_{NS} . Já o ER_{QP} foi classificado como bom nos cenários 7 e 17; nos demais, foi considerado muito bom.

O evento 8 (18/03/2019) (Figura 38h) teve como valor máximo a vazão de $1,462 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, com uma duração de 80 min. Os resultados do C_{NS} referentes aos cenários 1, 2, 4, 6, 7 e 10 foram tidos como muito bons, os relativos aos cenários 3, 5, 8, 9 e 12, como bons, e os demais foram classificados como insatisfatórios. Já o ER_{QP} , em todos os cenários, foi classificado como muito bom.

De uma forma geral, o ER_{QP} sugeriu que foram obtidos bons ajustes para todos os cenários e eventos. Todavia, como se trata apenas de uma comparação entre as vazões máximas observadas e estimadas, esta não deve ser empregada para analisar a qualidade global da modelagem. Já o parâmetro C_{NS} indica, de uma forma bem mais detalhada, a concordância entre o hidrograma estimado e o observado, e, conforme Gupta *et al.* (2011), embora esse coeficiente possua algumas limitações, é

um dos mais utilizados como índice para avaliar a qualidade de hidrogramas estimados.

5.3 Comparações entre cenários

Com base nos resultados das 192 combinações, foram calculados os indicadores de desempenho C_{NS} e ER_{QP} para cada combinação. A partir desses resultados, foi aplicado o teste t de student pareado visando comparar alguns cenários entre si e, também, buscando verificar a existência ou não de diferenças significativas nos índices de desempenho em função de alterações na qualidade dos dados de entrada do modelo LISEM, a um nível de significância de 5%. Na tabela 24, são apresentados apenas os resultados das comparações que apresentaram diferenças significativas, sendo que todas são exibidas no anexo D.

Tabela 23 – Resultados significativos do teste t de Student pareado entre os valores de C_{NS} em função de alterações na qualidade dos dados de entrada do modelo LISEM. Onde DC é detalhamento topobatimétrico do canal, AS é análise físico-hídrica de solo, IO é imagem orbital e c é o cenário

Cenários		p-valor	Dif.	Alterações
C7	C9	0,0009	0,1500	Efeito da resolução espacial
C10	C12	0,0030	0,2000	
C16	C17	0,0121	0,0425	
C16	C18	0,0363	0,0413	
C22	C23	0,0507	0,0613	
C22	C24	0,0490	0,0463	
C19	C21	0,0020	0,0475	
C20	C21	0,0009	0,0625	Inclusão DC
C13	C16	0,0342	-0,0725	
C15	C18	0,0475	-0,0600	
C1	C13	0,0034	0,1421	Retirada do DC IO ES
C1	C19	0,0096	0,1583	Efeito DC e ES (retirada)
C1	C22	0,0289	0,1221	Efeito DC e IO (retirada)
C2	C23	0,0375	0,1337	Efeito IO e ES (adicionado)
C4	C13	0,0051	0,1380	
C5	C14	0,0258	0,1371	
C10	C13	0,0357	0,0964	Efeito DC e ES (adicionado)

O efeito da alteração da resolução espacial causou alterações nos MDEs, uma vez que houve uma redução na amplitude de valores de altitude, embora os valores médios tenham sido aproximadamente semelhantes. Dessa forma, somente os cenários dos grupos I e II (Tabela 6) não apresentaram variações significativas com a alteração da resolução espacial. Como esses grupos possuem informações mais robustas de cobertura e de atributos físico-hídricos do solo, pode-se presumir que essas informações apresentaram mais relevância, na modelagem do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) para a bacia analisada, do que o próprio aumento da resolução espacial. Outro aspecto a ser observado é que as alterações de resolução espacial são percebidas individualmente em diversos mapas, com consequências opostas em alguns casos, ao se observarem os mapas de declividades e de rugosidade relativa. Ao reduzir a resolução espacial e, conseqüentemente, aumentar o tamanho do pixel, há uma redução dos valores de declividade média, e, com isso, há uma redução na velocidade do escoamento (Figura 39). Tal redução tende a retardar o tempo de pico do hidrograma de ESD. Por outro lado, a redução da resolução espacial ocasiona a redução dos valores de rugosidade relativa, o que leva à antecipação do tempo de pico do hidrograma de ESD.

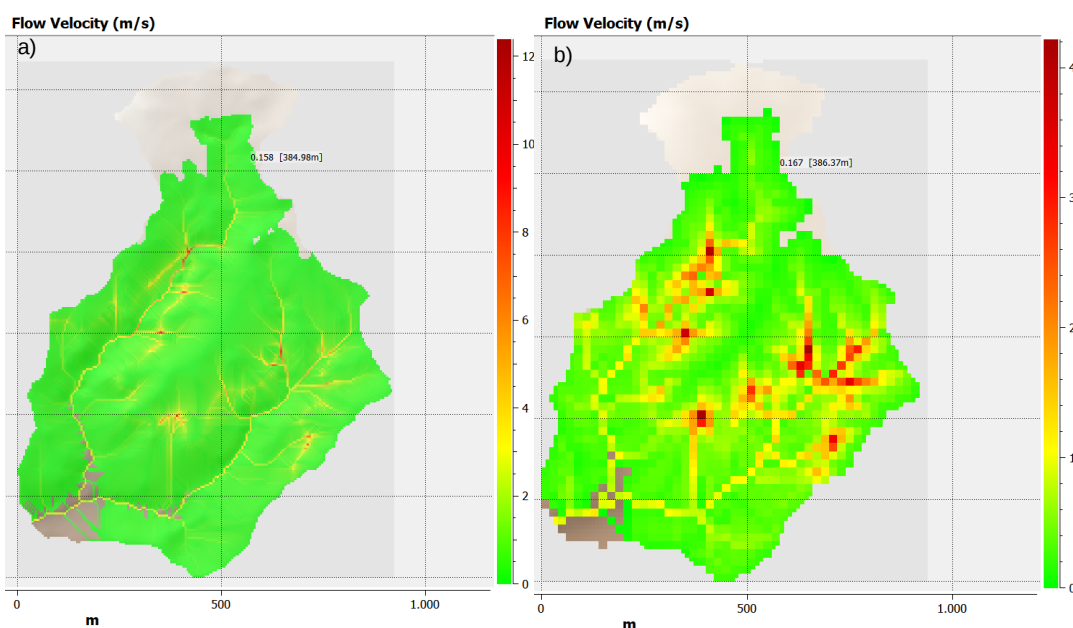


Figura 39 –Mapas de velocidade de escoamento no instante 35 minutos após o início do evento 5 considerando a a) resolução espacial de 5m e b) resolução espacial de 30m.

Na figura 39a, no tempo 35 min, a velocidade máxima foi de $11,95 \text{ m s}^{-1}$ para a resolução espacial de 5m, enquanto que, na figura 39b, a velocidade máxima foi de $4,12 \text{ m s}^{-1}$. Embora a redução da resolução espacial ocasione tendências distintas nos diversos mapas utilizados no LISEM (DE ROO *et al.*, 1996), no que tange à velocidade do escoamento, ao se observar o comportamento dos mapas de velocidades (Figura 39), é possível verificar uma tendência de redução na velocidade do ESD com a redução da resolução espacial que se sobrepõe aos que possuem comportamento contrário. Há também, com a alteração do tamanho de pixel, mudanças de traçado nos mapas de LDD. Como esses mapas representam o percurso da onda de cheia sobre a bacia estudada, percebe-se que o aumento da resolução espacial ocasiona um aumento dos detalhes do mapa de LDD. Esse detalhamento pode indicar que há melhor representação dos fluxos que ocorrem na superfície da bacia, fazendo com que ocorra melhor representação do hidrograma.

Quanto à análise comparativa referente ao efeito da inclusão do detalhamento dos cursos d'água (levantamento topobatimétrico), foram observadas diferenças significativas nas resoluções espaciais de 5 m e 30 m (Figura 39). Ao se utilizarem os dados topográficos detalhados do curso d'água, o LISEM (DE ROO *et al.*, 1996) demanda dos mapas de largura (*channelwidth.map*) declividade longitudinal (*channelgradient.map*), declividade dos taludes (*channelsideangle.map*) e profundidade (*channeldepth.map*). Essa configuração possibilita a representação do processo de extravasamento do curso d'água, o que não ocorre quando os mesmos mapas não são utilizados. A utilização desses dados no processo de modelagem possibilita que o LISEM possa simular, além do efeito do extravasamento, o efeito do armazenamento no curso d'água, o que explicaria a maior aproximação do hidrograma estimado ao observado nos dois casos, com e sem o detalhamento do canal principal de drenagem (Figura 39). De uma forma geral, as velocidades de escoamento na superfície da bacia são aproximadamente semelhantes, com uma

pequena diminuição ao se utilizarem os mapas detalhados do curso d'água (Figura 40).

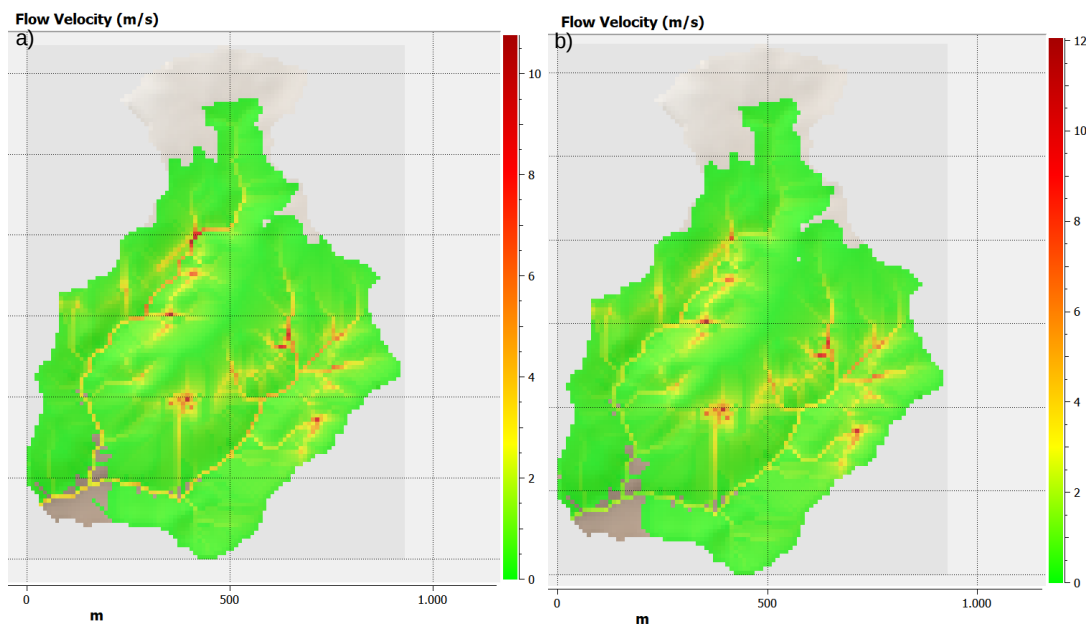


Figura 40 –Mapas de velocidade de escoamento no instante 35 minutos após o início do evento 5 considerando a resolução espacial de 5 m a) com detalhamento do curso d'água e b) sem detalhamento do curso d'água.

Também deve ser levado em consideração o fato de que o perfil longitudinal do curso d'água, obtido através do levantamento topobatimétrico, retrata o talvegue de uma forma melhor, propiciando um resultado mais fiel sobre o que ocorre no curso d'água e nas suas proximidades. Os mapas da figura 41 foram obtidos unicamente ao se utilizar a opção “utilizar mapas de curso d'água”. Na figura 41a, é possível observar a velocidade no interior do curso d'água em um dado instante da modelagem, a qual atinge um valor máximo de aproximadamente $0,3 \text{ m s}^{-1}$. Já na figura 41b, é observado o mapa contendo a lâmina de água no interior do curso d'água no mesmo instante de tempo. O efeito da utilização dessas informações pode justificar uma melhor representação do hidrograma de ESD no cenário que utiliza o detalhamento do curso d'água.

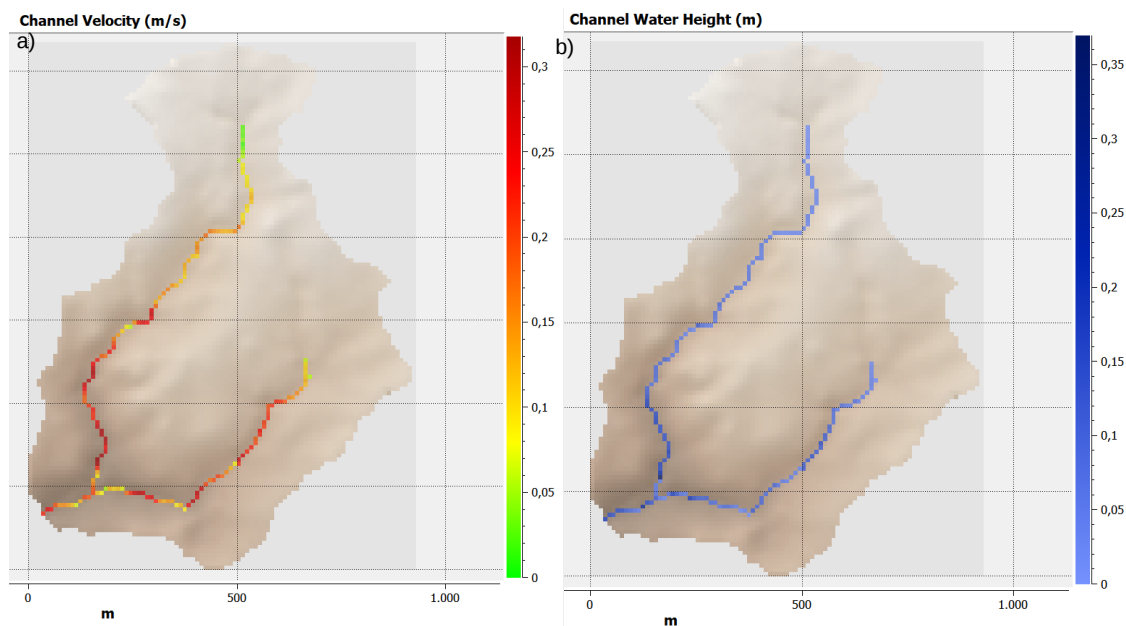


Figura 41 –Mapas de velocidade de escoamento nos canais a) velocidade no curso d'água e b) lâmina no curso d'água estimado pelo LISEM (DE ROO et al., 1996) para o evento 5 no instante de tempo de 35 minutos considerando todas as informações de entrada derivadas do MDE refinado pelo levantamento topobatimétricos dos cursos d'água e com resolução espacial de 5 m.

Com o objetivo de obter o melhor panorama do impacto que cada alteração do conjunto de dados possui na modelagem do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996), foram testadas em conjunto a retirada e colocação de dados mais robustos de solo, de cobertura e de topografia do curso d'água. No cenário 1, o conjunto de dados apresentou uma configuração mais robusta, que utilizou dados topográficos do curso d'água, imagens orbitais e ensaios de solo. Já no cenário 13 (dados sugeridos pelo manual do LISEM), ocorreu o oposto: ao comparar esses dois cenários, observou-se uma diferença significativa no que tange ao CNS. O uso do cenário 1 resultou em um desempenho superior ao do 13. Isso ocorreu somente na resolução espacial de 5 m, o que pode indicar que, à medida que a resolução espacial diminui, um maior nível de detalhamento de dados de solo, de cobertura e de curso d'água torna-se menos importante. De forma semelhante, foi detectada diferença significativa ao se comparar os resultados de CNS entre os cenários 1 e 19, em que se comparou o cenário com dados mais robustos com um que não utilizou o detalhamento do curso d'água e os dados de solo. O mesmo ocorreu ao comparar os cenários 1 e 22, em que se

observou diferença significativa entre a utilização do conjunto de dados mais robusto e a não utilização do detalhamento do curso d'água e das imagens orbitais. Com isso, os testes envolvendo a comparação do cenário 1 com os cenários 13, 19 e 22, que possuem em comum a retirada do detalhamento do curso d'água, podem sugerir uma maior relevância do levantamento topobatimétrico do canal principal de drenagem, em comparação com dados de solo e de cobertura vegetal, quando utilizada maior resolução espacial.

Ao comparar as modelagens que utilizaram o conjunto de dados menos robusto com outras nas quais foram acrescentados dados de cobertura vegetal e de solo (cenários 13 e 4; e 14 e 5), foi verificada diferença significativa entre os valores de CNS. Nesse caso, o mapa de interceptação demonstra diferenças claras entre os cenários, conforme figura 47. No processo de interceptação, a utilização de dados obtidos através de imagens orbitais gerou um mapa com variação de 0 a 0,3mm (Figura 47a). Já, quando utilizados dados oriundos do manual do LISEM (DE ROO *et al.*, 1996), esses valores foram de 0 a 0,7mm (Figura 47b), o que pode sugerir que a maior uniformidade apresentada no mapa deve-se a uma possível superestimativa gerada pelos dados tabulados, tendo em vista que o cenário que utilizou os dados oriundos de imagens orbitais obteve um melhor ajuste de CNS.

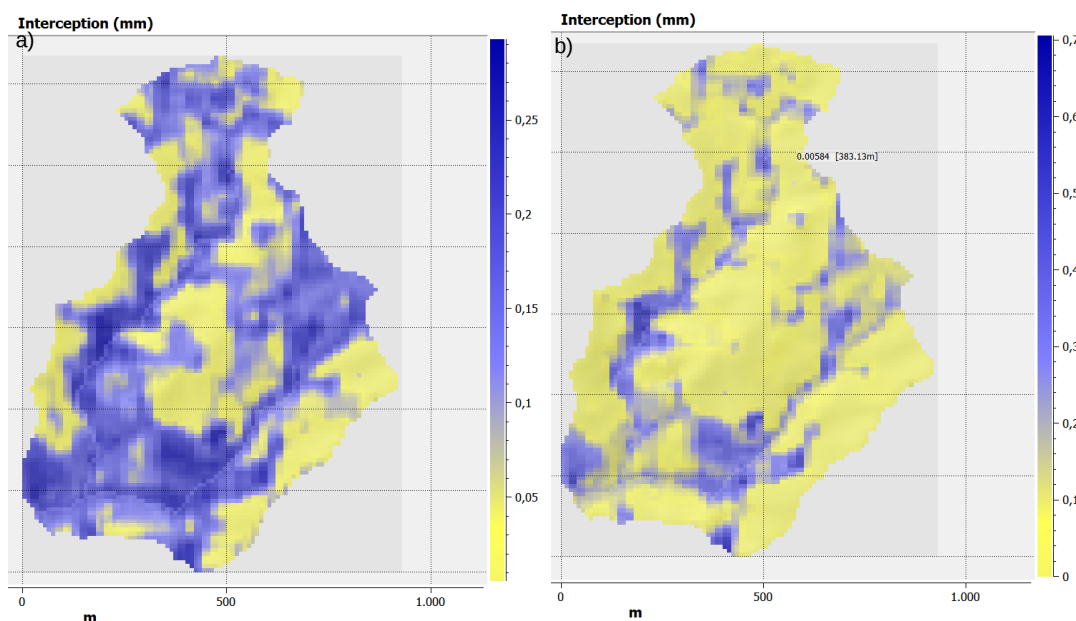


Figura 42 – Mapas de interceptação estimados pelo LISEM (DE ROO et al., 1996) para o evento 5 no instante 35 minutos, considerando o MDE refinado pelo detalhamento topobatimétrico dos cursos d'água e resolução espacial de 10m, e também considerando que o IAF, o índice de cobertura vegetal e o armazenamento no dossel foram obtidos da seguinte forma: a) Dados obtidos através de imagens orbitais levantamento de campo b) Dados sugeridos pelo manual do LISEM.

Já quanto ao processo de infiltração, os mapas são exibidos na figura 43. Os resultados variaram de aproximadamente 11,3 a 14mm (Figura 43a), com os menores valores ocorrendo predominantemente na proximidade dos cursos d'água; enquanto, na figura 43b, utilizando os dados tabelados sugeridos pelo LISEM (DE ROO *et al.*, 1996), não foi possível observar esse tipo de distribuição. Na figura 43b, a infiltração é semelhante à da figura 43a, com a maioria dos valores variando entre 12 e 14mm; porém, em alguns lugares, houve pontos com elevada infiltração, chegando até 40 mm, e outros com baixa infiltração, com valores próximos a 1 mm. Aparentemente, o uso dos dados obtidos através das análises físico-hídricas de solo produziu uma tendência de distribuição mais homogênea no mapa, quando comparada à utilização dos dados tabelados.

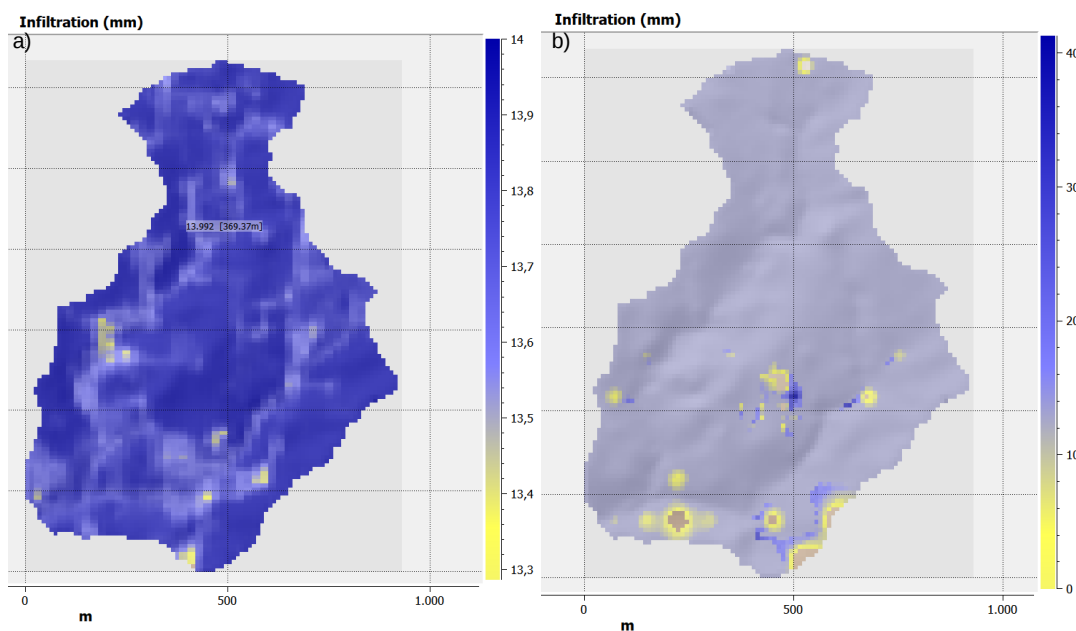


Figura 43 –Mapas de infiltração acumulada estimados pelo LISEM (DE ROO et al., 1996) para os primeiros 35 minutos do evento 5, considerando as informações derivadas do MDE refinado pelo

detalhamento topobatimétrico do curso d'água e resolução espacial de 10m, e também considerando a) dados obtidos através de levantamento de campo; ou b) dados sugeridos pelo manual do LISEM.

Na comparação entre os valores de ER_{QP} , a única diferença significativa existente ocorreu entre os cenários 14 e 11, em que foram adicionados os dados de detalhamento do curso d'água e de solos (Tabela 24). Nessa situação, a melhoria na qualidade das informações de entrada do LISEM (DE ROO et al., 1996) resultou em uma vazão estimada de ESD mais acurada para o cenário 11, utilizando-se uma resolução espacial de 10 m. Na comparação entre os demais cenários (Tabela 7), não houve diferenças significativas entre os valores de ER_{QP} (Apêndice E), em que, independentemente da qualidade dos dados de entrada, as vazões estimadas foram estatisticamente as mesmas.

Tabela 24 - Resultados significativos do teste t de Student pareado entre os valores de ER_{QP} em função de alterações na qualidade dos dados de entrada do modelo LISEM

Cenários		p-valor	Dif.	Descrição
c11	c14	0,04111	-3,20125	DC e ES (adicionado)

6 Conclusões

Diante dos resultados apresentados, não pode ser observada uma melhora na acurácia do LISEM na estimativa de eventos extremos de chuva, no que tange à utilização de dados detalhados topográficos, de solo e de cobertura em uma bacia hidrográfica de pequeno porte.

Os resultados sugerem que o levantamento topobatimétrico detalhado do curso d'água principal apresenta maior relevância quando comparado à utilização de dados detalhados de solo e de cobertura. Em muitos casos, há uma grande dificuldade em se obter dados detalhados de topografia, de solo ou uso e de cobertura da superfície. Este estudo indica que o foco no detalhamento topográfico dos cursos d'água pode produzir bons resultados quanto ao Coeficiente de Nash-Sutcliffe, juntamente com dados de solo e de cobertura sugeridos pelo manual do LISEM. Também com relação

ao Coeficiente de Nash-Sutcliffe, a utilização de modelos digitais de elevação com resolução espacial de 5m e de 10m mostra um desempenho superior à utilização de modelos com 30m.

A utilização de imagens orbitais e a aplicação do modelo linear de mistura espectral não demonstram uma melhora na acurácia dos resultados, o que também pode ter ocorrido devido à pequena parcela que o processo de interceptação possui na modelagem quanto à infiltração e ao escoamento superficial direto.

Com relação aos dados de solo sugeridos pelo manual do LISEM para a bacia estudada, os resultados demonstram que sua utilização apresenta um bom desempenho, quando comparados aos dados físico-hídricos de solo obtidos por meio de análise de laboratório.

De uma forma geral, este estudo sugere que, para bacias com características fisiográficas semelhantes à estudada, a utilização de dados de solo e de cobertura sugeridos pelo manual do LISEM apresenta resultados semelhantes aos obtidos através de amostras de solo e de imagens orbitais. Também se observa que o detalhamento topográfico do curso d'água é mais relevante para a modelagem hidrológica do que a utilização de informações de solo obtidas por amostragens a campo e análises de laboratório e por dados de cobertura vegetal obtidos a partir de sensoriamento remoto. Uma vez que, em diversas ocasiões, a obtenção de dados a campo para este tipo de modelagem é um processo demorado e que pode apresentar grandes dificuldades, torna-se importante para o usuário do LISEM conhecer quais são os parâmetros que mais influenciam o resultado final da modelagem e, com isso, focar na obtenção destes primeiramente. No caso de não ser possível a obtenção desses parâmetros, é importante realizar uma escolha criteriosa na literatura ou no próprio manual do LISEM.

Referências Bibliográficas

ÁVILA, L. F. et al. Tendências de temperaturas mínimas e máximas do ar no Estado de Minas Gerais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 49, n. 4, p. 247-256, 2014

BLOISE, P. L. C. et al. **Análise de mistura espectral em imagens aster no campo de instrução militar de formosa (GO)**. Anais XI SBSR. Belo Horizonte: [s.n.]. 2003. p. 2311-2318.

BOARDMAN, J. W. Automating spectral unmixing of aviris data using convex geometry concepts. **Summaries of the 4th Annual JPL Airborne Geoscience Workshop**, 1993. 11-14.

BOUT, J.; JETTEN, V. G. The validity of flow approximations when simulating catchment-integrated flash floods. **Journal of Hydrology**, 556, 2018. 674-688.

BESKOW, S.; SOUZA, M. R.; LUZ, E. P. D. "Ciclo hidrológico". In: Rodrigues, C. "Programa Gestor de Recursos Hídricos." Santa Cruz do Sul: Essere Nel Mondo, cap. 1, p. 6-12, 2015. ISBN 978-85-67722-49-8.

BESKOW, S. et al. Potential of the LASH model for water resources management in data-scarce basins: a case study of the Fragata River basin, southern Brazil.

Hydrological Sciences Journal, v. 61, 2016. Doi: 10.1080/02626667.2015.1133912

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. **A physically based, variable contributing area model of basin hydrology**. Hydrological Sciences Bulletin, v.24, p.43-69, 1979. <http://dx.doi.org/10.1080/02626667909491834>

CALDEIRA, T. L. et al. Modelagem hidrológica determinística chuva-vazão em bacias hidrográficas: uma abordagem introdutória. **Revista Brasileira de Engenharia e Sustentabilidade**, v. 5, n. 1, 2018.

CLUTARIO, M. V. A., DAVID, C. P. C., Event-based Soil Erosion Estimation in a Tropical Watershed. **International Journal of Forest, Soil and Erosion**. Vol. 4 No.2 May 2014.

CUNHA, N. G. D.; SILVEIRA, R. J. C. Estudo dos solos do município de Pelotas, Pelotas, 1996. 50.

DE FREITAS, R. M.; HAERTEL, V.; SHIMABUKURO, Y. E. Modelo linear de mistura espectral em imagem de moderada resolução espacial. **Boletim de Ciências Geodésicas**, Curitiba, jan-mar 2008. 55-71.

DE ROO, A. P.J.; WESSELING, C. G.; RITSEMA, C. J. LISEM: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output. **Hydrological Process**, Amsterdam, v. 10, n. 8, p. 1107-1118, 1996.

DE ROO, A. P. J.; JETTEN, V. G. Calibrating and validating the LISEM model for two data sets from the Netherlands and South of Africa. **Catena**, 1999. 477-493.

EMBRAPA. **Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos**. Súmula da 10. Reunião Técnica de Levantamento de Solos. Rio de Janeiro: [s.n.]. 1979. p. 839.

EMBRAPA. **Atlas Climático da Região Sul do Brasil**. 2012.

ESRI, ArcGIS DESKTOP 10.1. Redlands, CA: **Environmental Systems Research Institute**, Inc. (Esri), 2014. CD-ROM.

GREEN, W. H. et al. Studies on soil physics -1. The flow of air and water through soils. **Journal of Agricultural Science**, 4, 1911. 1-24.

GUPTA, H.V. et al. **On typical range, sensitivity, and normalization of Mean Squared Error and Nash-Sutcliffe Efficiency type metrics.** Water Resources Research, 2011: doi:10.1029/2011WR010962.

HESSEL, R. Effects of grid cell size and time step length on simulation. **Hydrological Processes**, v. 19, p. 3037-3049, 10 Maio 2005.

HORTON, R. E. Drainage basin characteristics. **Transactions American Geophysical Union**, v. 13, p. 350-361, 1932. doi: 10.1029/TR013i001p00350.

IGOR, F. **Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology.** 2. ed. [S.l.]: Academic Press, 2016. 506 p.

JETTEN, V. **LISEM user manual, version 4.96.** Utrecht: Utrecht University, 2018. 255 p.

KARSSENBERG, D. et al. S software framework for construction of process-based stochastic spatio-temporal models and data assimilation. **Environmental Modelling & Software**, v. 25, n. 4, p. 489-502, 2010.

KHALEGHI, M. R., Gholami, V., Ghodusi, J., and Hosseini, H.: Efficiency of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph method in flood hydrograph simulation, Catena, 87, 163–171, 2011.

KINSEY-HENDERSON, A. E. et al. **Modelling Spatial Patterns of Runoff on a Hillslope:** Implications for Fine Sediment Delivery. MODSIM 2005 International Congress on Modelling and Simulation. [S.l.]: Modelling and Simulation Society of Australian and New Zealand. 2005. p. 2728-2734.

KITE, G. W.; PIETRONIRO, A. **Remote sensing applications in hydrological modelling**, Hydrological Sciences Journal, 41:4, 563-591, 1996. DOI:

10.1080/02626669609491526

MA, Q. et al. **Assessment of High Resolution Topography Impacts on Deterministic Distributed Hydrological Model in Extreme Rainfall-runoff.** Procedia Engineering. [S.l.]: [s.n.]. 2016. p. 601-608.

MELLO, C. R. et al. **Agricultural watershed modeling: a review for hydrology and soil erosion processes.** Ciência e Agrotecnologia (Online), v. 40, p. 7-25, 2016.

MOCKUS, V. (1957) Use of storm and watershed characteristics in synthetic hydrograph analysis and application. Soil Conservation Service.

MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulation. **Transactions of the ASABE**, v. 50, p. 885-900, 2007. ISSN 10.13031/2013.23153.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models I: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282-298, 1970. ISSN 10.1016/0022-1694(70)90255-6.

PINTO, L. de S. N.; HOLTZ, A.C.T. e MARTINS, J.A. Hidrologia de Superfície. Editora Edgard Blücher. 2º Edição. São Paulo. 1973. 179p.

RAHMATI, M. et al. Rainfall-runoff prediction using LISEM model in Lighvan watershed, North West of Iran. **Technical Journal of Engineering and Applied Sciences**, v. 3, p. 1893-1901, 16 Março 2013. ISSN 2051-0853.

ROSSO, R. **Nash Model Relation to Horton Order Ratios.** Water Resources Research, 1984. v. 20, n. 7, p. 914–920.

ROSA, R. **Geotecnologias na Geografia aplicada.** Revista Do Departamento De Geografia, 2011. 16, 81-90.

SANTOS, R., V. **Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e implicações no escoamento superficial direto em escala de bacia hidrográfica.** 2020. 136p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2020.

RODRÍGUEZ-ITURBE, I. et al. **The geomorphologic structure of hydrologic response.** Water Resources Research, 1979. v. 15, n. 6, p. 1409–1420.

SALOMONSON, V. V. **Water resources assessment.** In: Manual of Remote Sensing, 1983. Ed. J. Colwell, 1497-1570.

SÁNCHEZ, L. et al. **Long-Term Stability of the SIRGAS Reference Frame and Episodic Station Movements Caused by the Seismic Activity in the SIRGAS Region.** Reference Frames for Applications in Geosciences, 2013. p. 153-161.

SAXTON, K. E. et al. The SPAW model for agricultural field and pond hydrologic simulation. Mathematical modeling of watershed hydrology, 2005. p. 401-408.

SCHMIDT, J. **Entwicklung und Anwendung eines physikalisch begründeten Simulationsmodells für die Erosion geneigter,** 1996. Landwirtschaftlicher Nutzflächen. p. 1-148

SCS. **National Engineering Handbook.** Washington: Soil Conservation Service/USDA, 1971.

SILVEIRA, R. M. P.; DA SILVEIRA, C. T. Análise Comparativa entre Modelos Digitais de Elevação. **Boletim de Geografia,** Maringá, 33, 2015.

SNYDER, F. F. **Synthetic unit-graphs**. Transactions, American Geophysical Union, v. 19, n. 1, p. 447, 1938.

SOARES, M. F. **Análise da variabilidade espacial dos atributos físico-hídricos do solo de uma bacia hidrográfica**. 2018. 101p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2018.

STUDENT. **The Probable Error of a Mean**. Biometrika, vol. 6, no. 1, 1908, pp. 1–25. *JSTOR*, www.jstor.org/stable/2331554.

VEBER, C. L. P., **Desempenho de modelos de hidrograma unitário em duas bacias hidrográficas com comportamento hidrológico contrastante**. 2016. 115p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2016.

VIOLA, M. R.; MELLO, C. R.; BESKOW, S; NORTON, L. D.. Applicability of the LASH model for hydrological simulation of the Grande river basin. **Journal of Hydrologic Engineering**, 31 Outubro 2012.

Apêndices

Apêndice A – Parâmetros de solo sugeridos pelo manual do LISEM

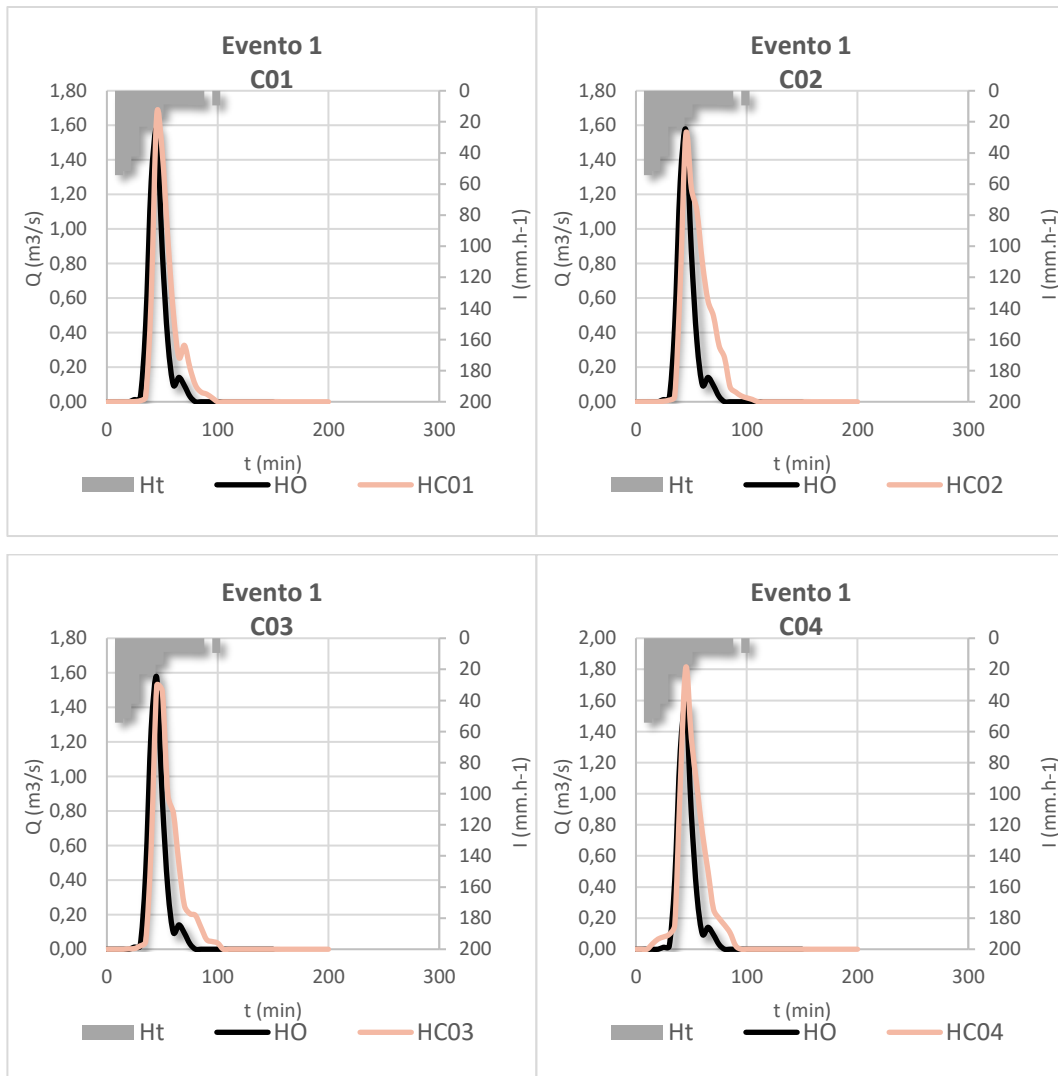
Uso do solo	Nr	Rugosidade (cm)	Manning' s N	Altura da planta (m)	Cobertura (-)
	0	1	2	3	4
Agricultura densamente vegetada	1	1,0	0,003	1,0	0,8
Terra agrícola erodida	2	0,7	0,003	0,5	0,5
Planície intensamente cultivada	3	1,0	0,003	1,0	0,8
Pradarias	4	0,5	0,100	0,2	1,0
Pradarias e bosques abertos	5	0,5	0,100	0,2	1,0
Agricultura intensiva (25%) Floresta	6	1,0	0,050	1,0	0,8
Mangue	7	1,0	0,100	5,0	0,9
Agricultura mista	8	1,0	0,100	5,0	0,9
Floresta tropical natural	9	1,0	0,100	5,0	0,9
Floresta de plantação	10	1,0	0,100	5,0	8,0
Rocha e solo exposto	11	0,5	0,010	0,0	0,0
Assentamento rural	12	0,5	0,050	5,0	0,1
Floresta	13	1,0	0,100	5,0	0,9
Assentamento Urbano	14	0,5	0,050	5,0	0,1
Água	15	0,1	0,050	5,0	0,9

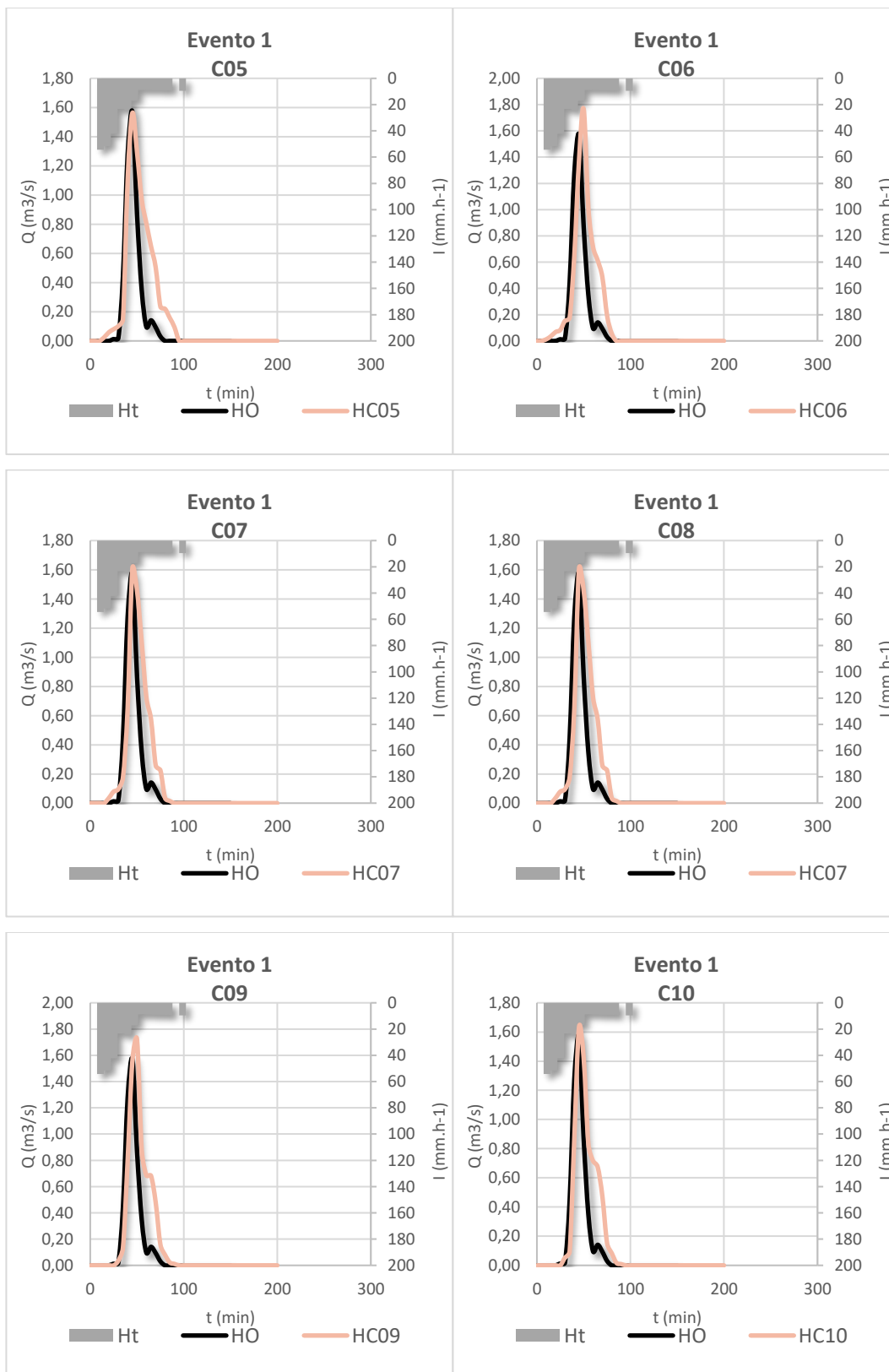
Apêndice B – Parâmetros de solo sugeridos pelo manual do LISEM

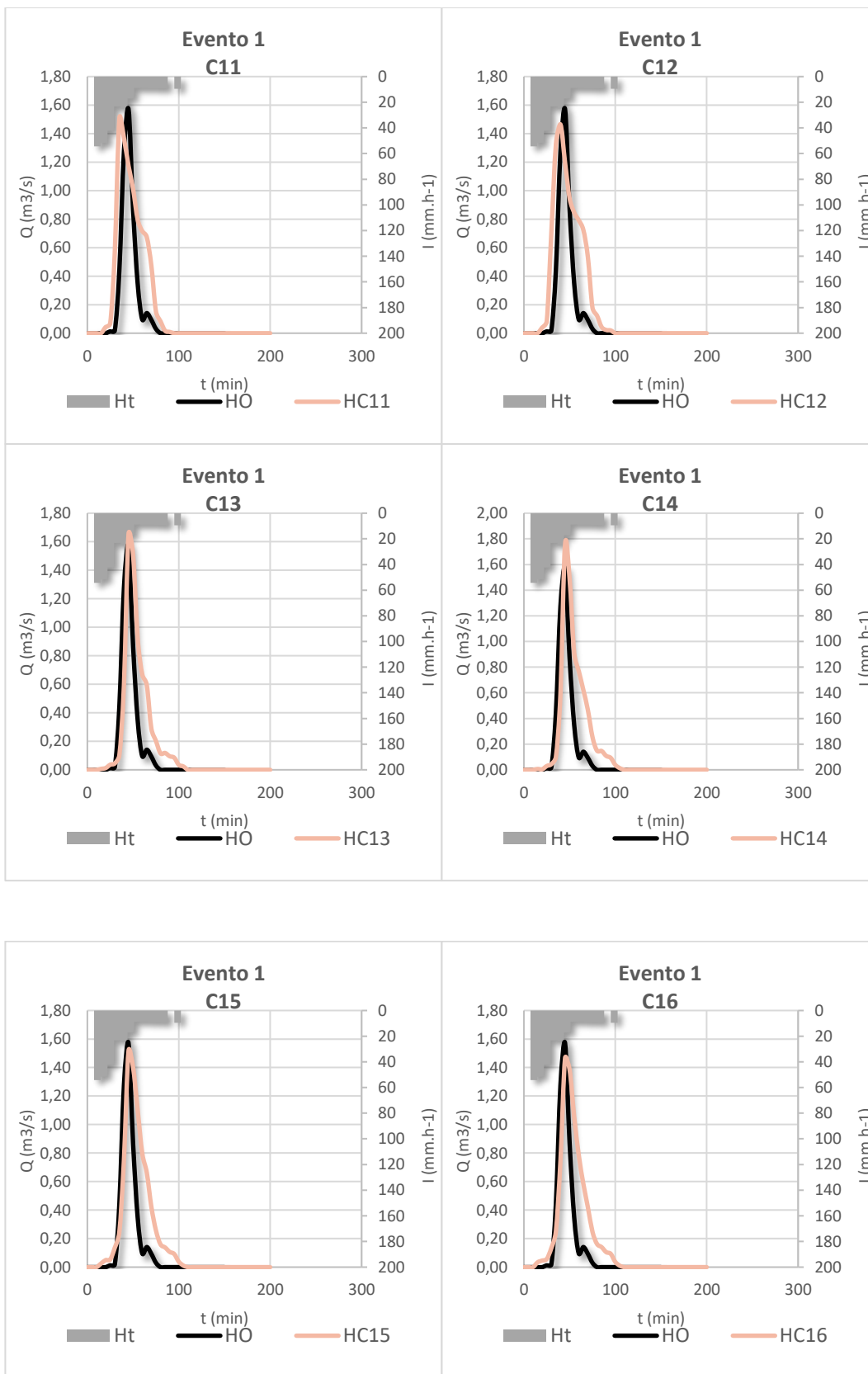
Solo		Ksat (mm.h-1)	Porosidade (cm ³ .cm-3)	Psi (cm)
	0	1	2	3
C	1	2,5	0,5	50,0
CL	2	4,2	0,5	50,
L	3	18,5	0,5	40,5
Sa	4	112,0	0,5	20,0
SaCL	5	7,0	0,4	35,0
SaL	6	80,0	0,5	40,0
Si	7	42,0	0,5	40,0
SiC	8	13,0	0,6	40,0
SiCl	9	25,0	0,5	40,0
SiL	10	17,4	0,5	40,0
Água	20	0,0	0,0	0,0
Área urbana	21	0,0	0,2	40,0
Salinas	22	0,0	0,4	40,0
Afloramento rochoso	23	0,0	0,1	40,0

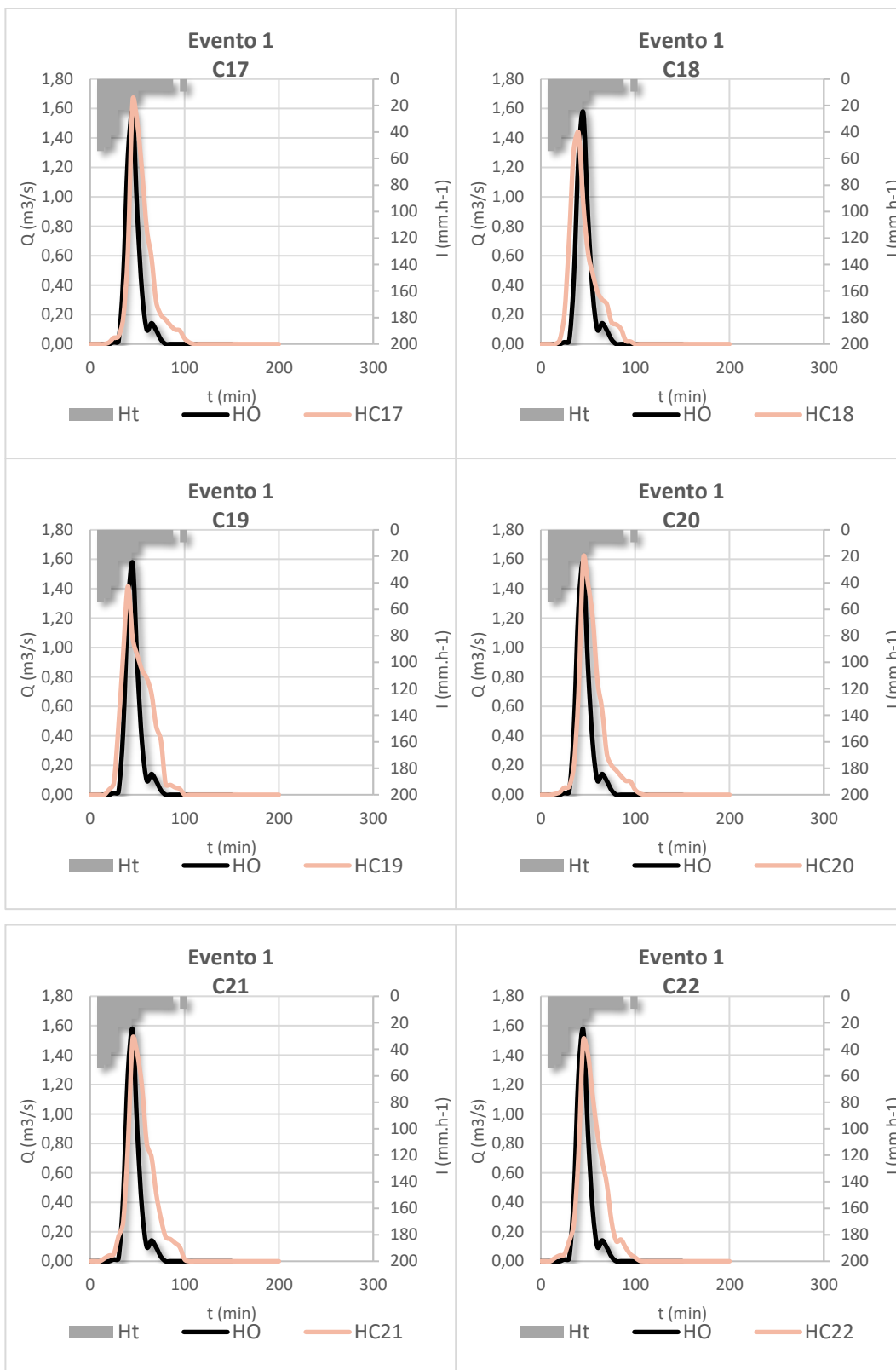
Apêndice C - Hidrogramas

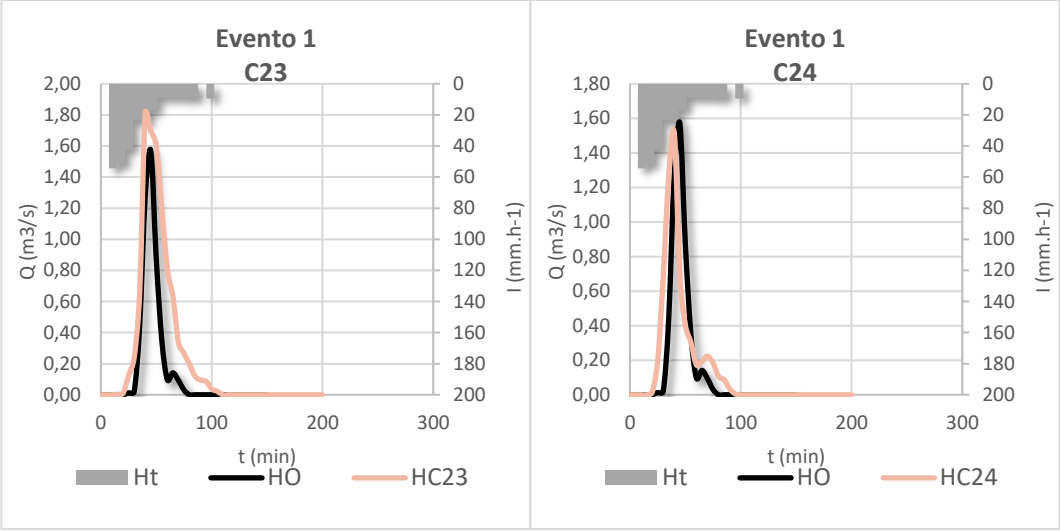
HIDROGRAMAS DO EVENTO 1



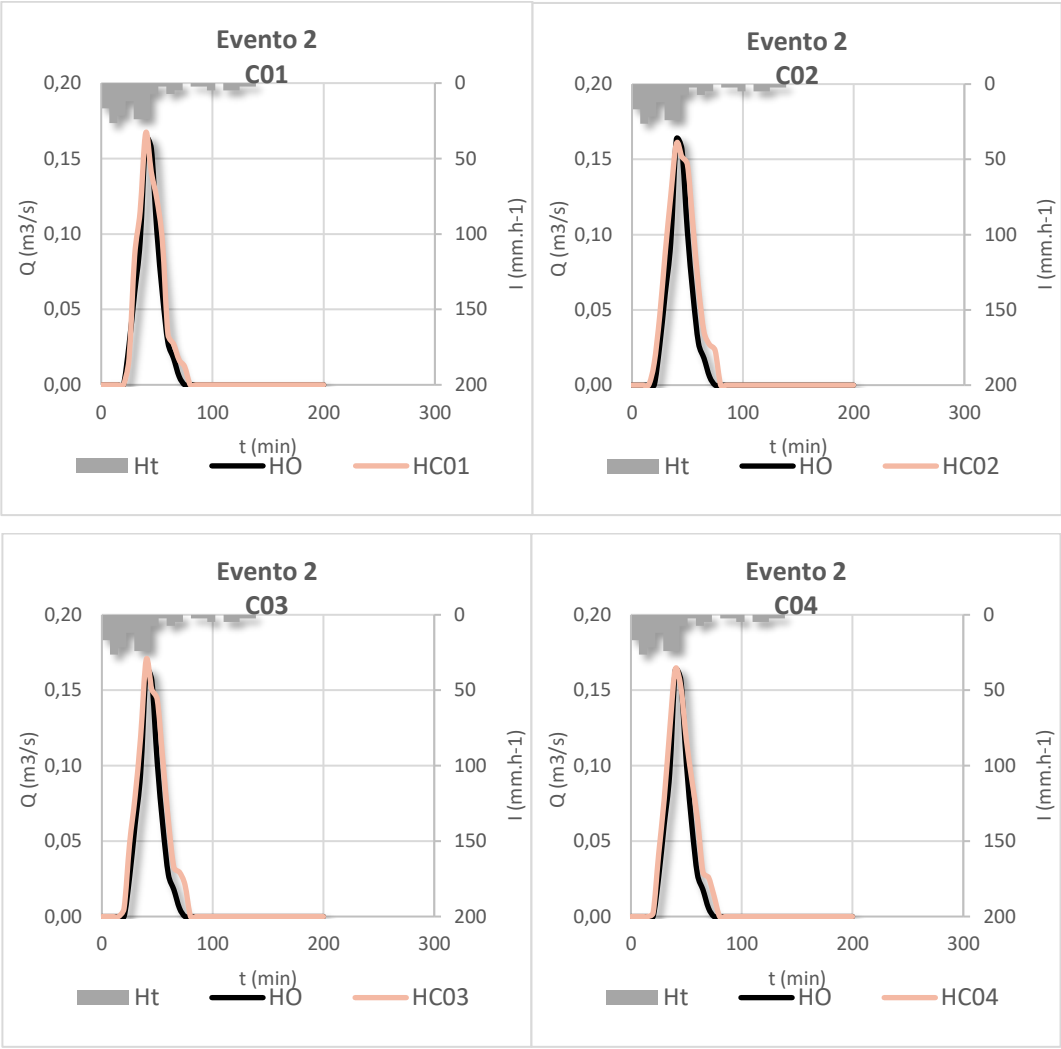


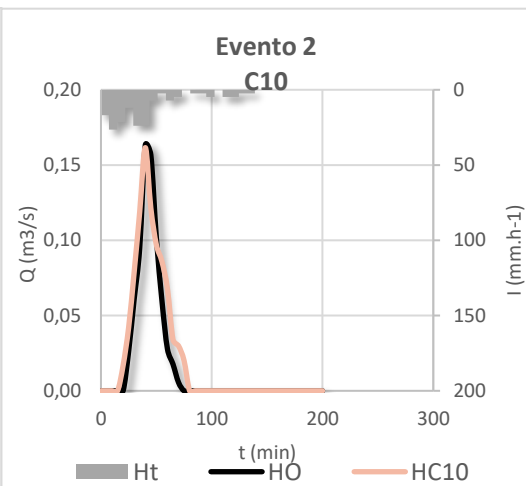
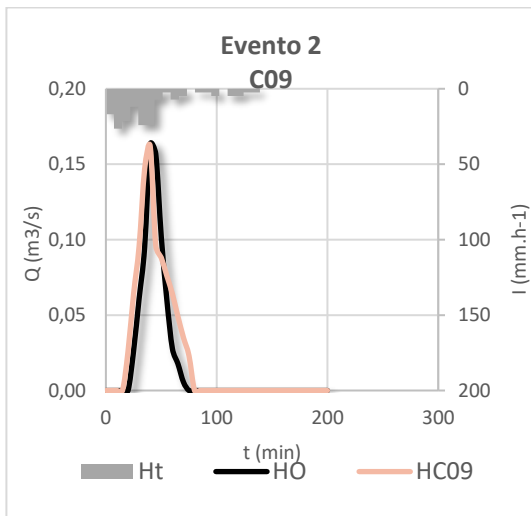
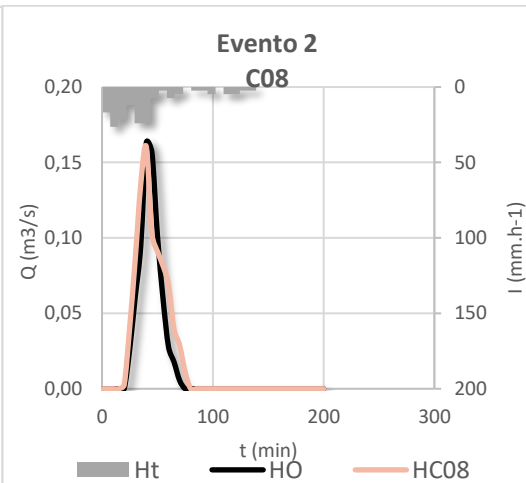
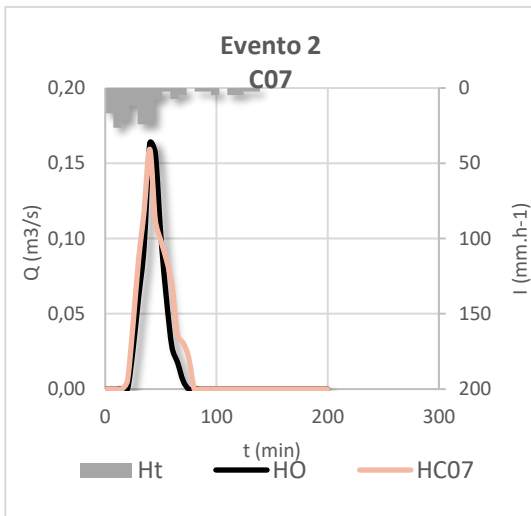
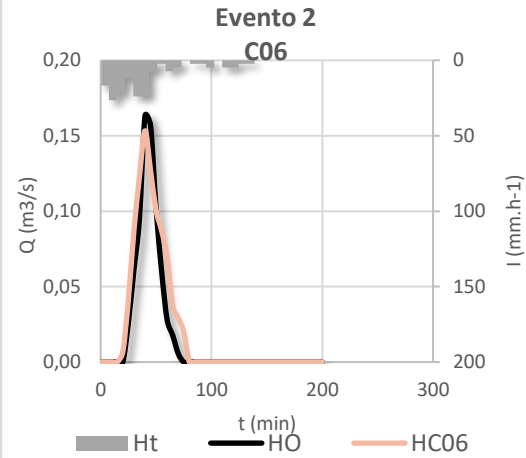
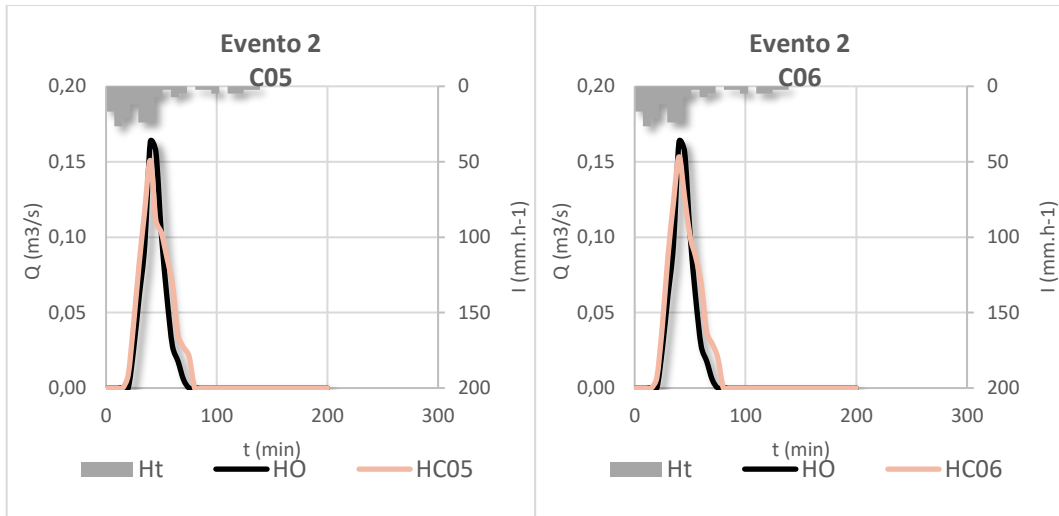


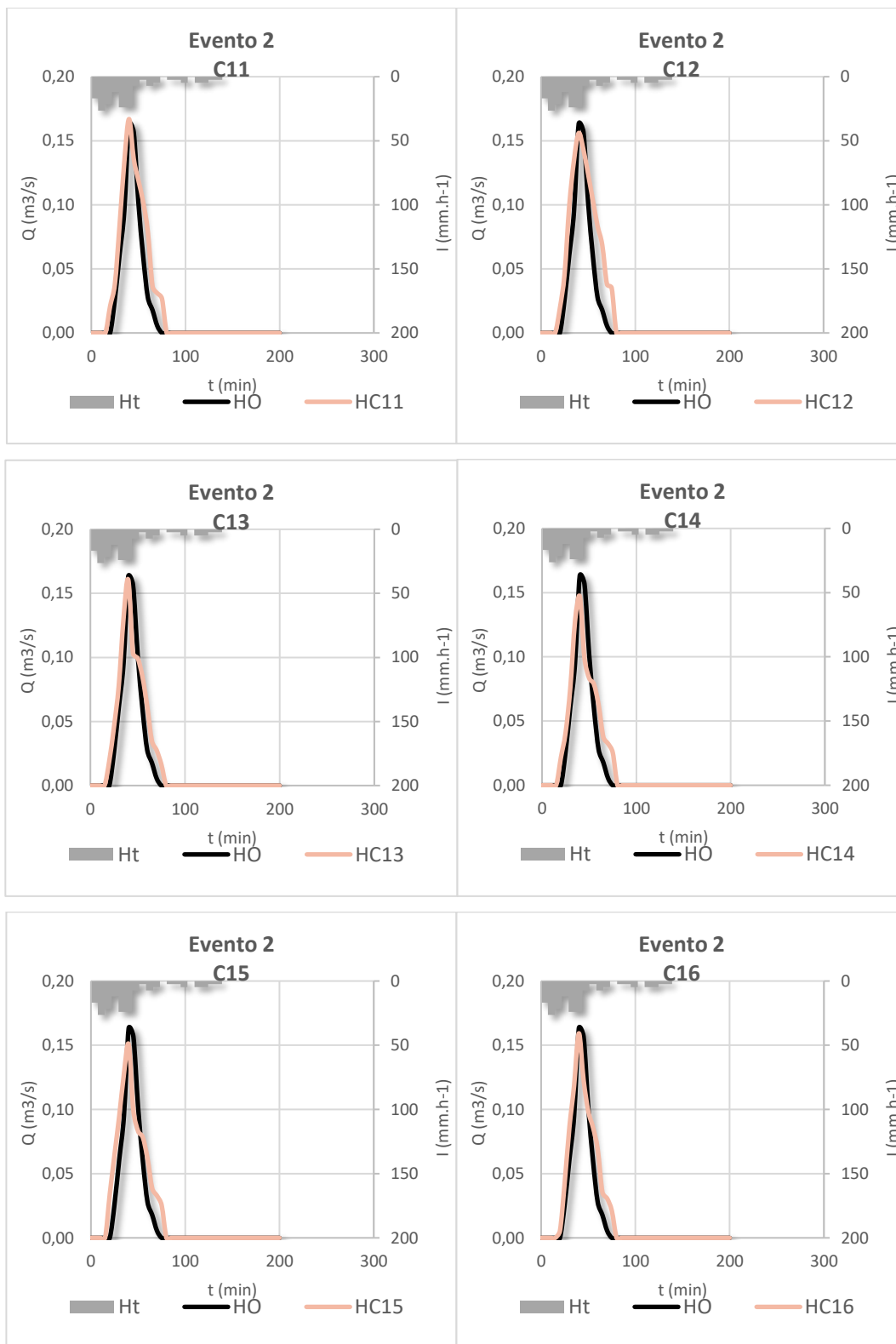


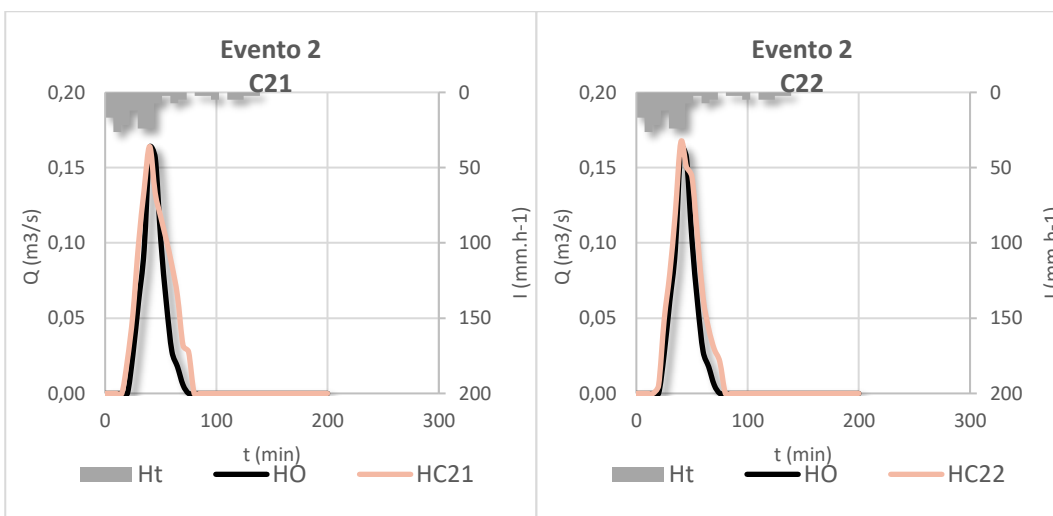
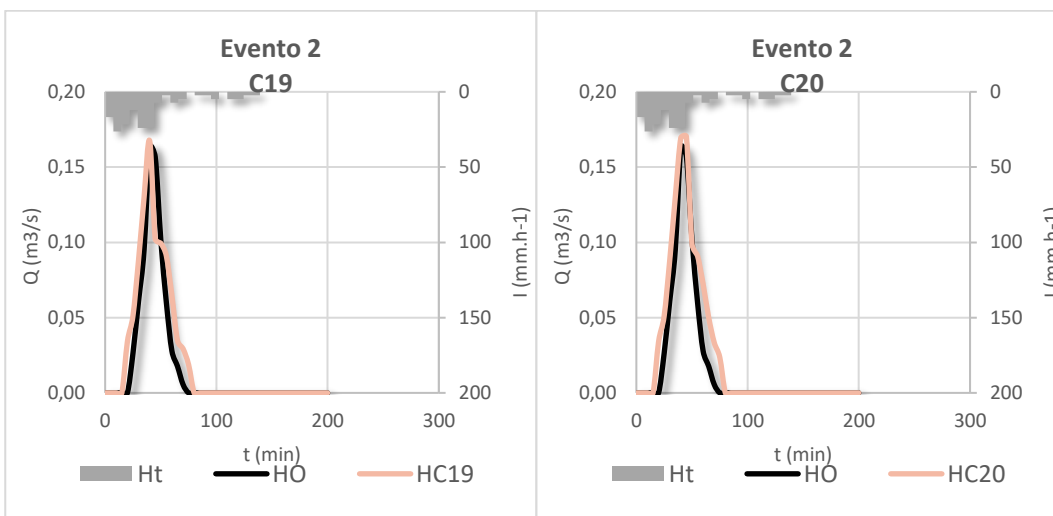
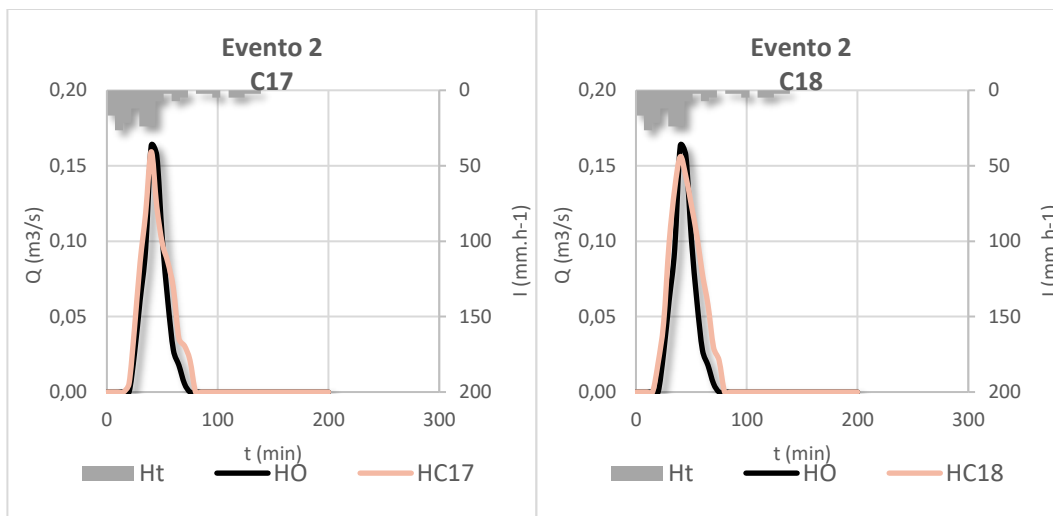


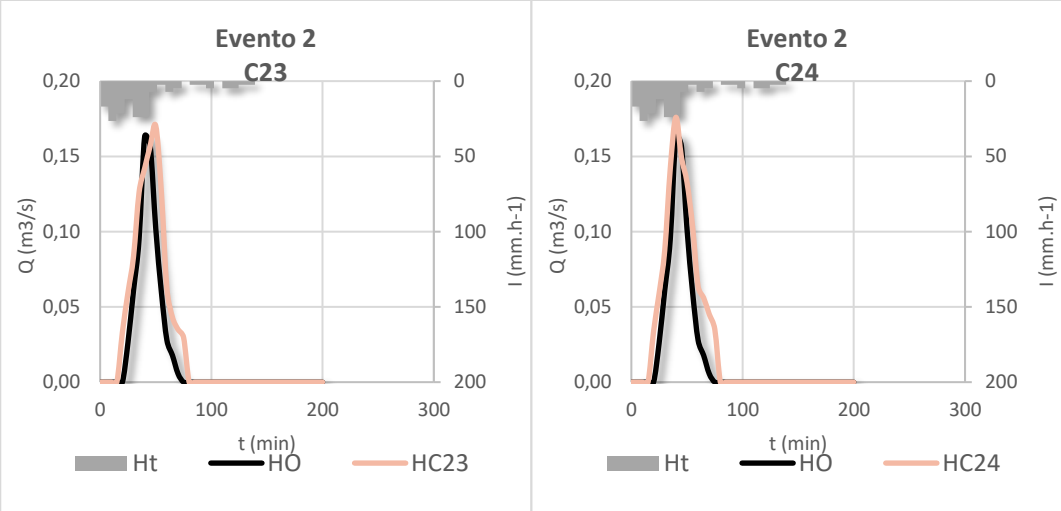
HIDROGRAMAS DO EVENTO 2



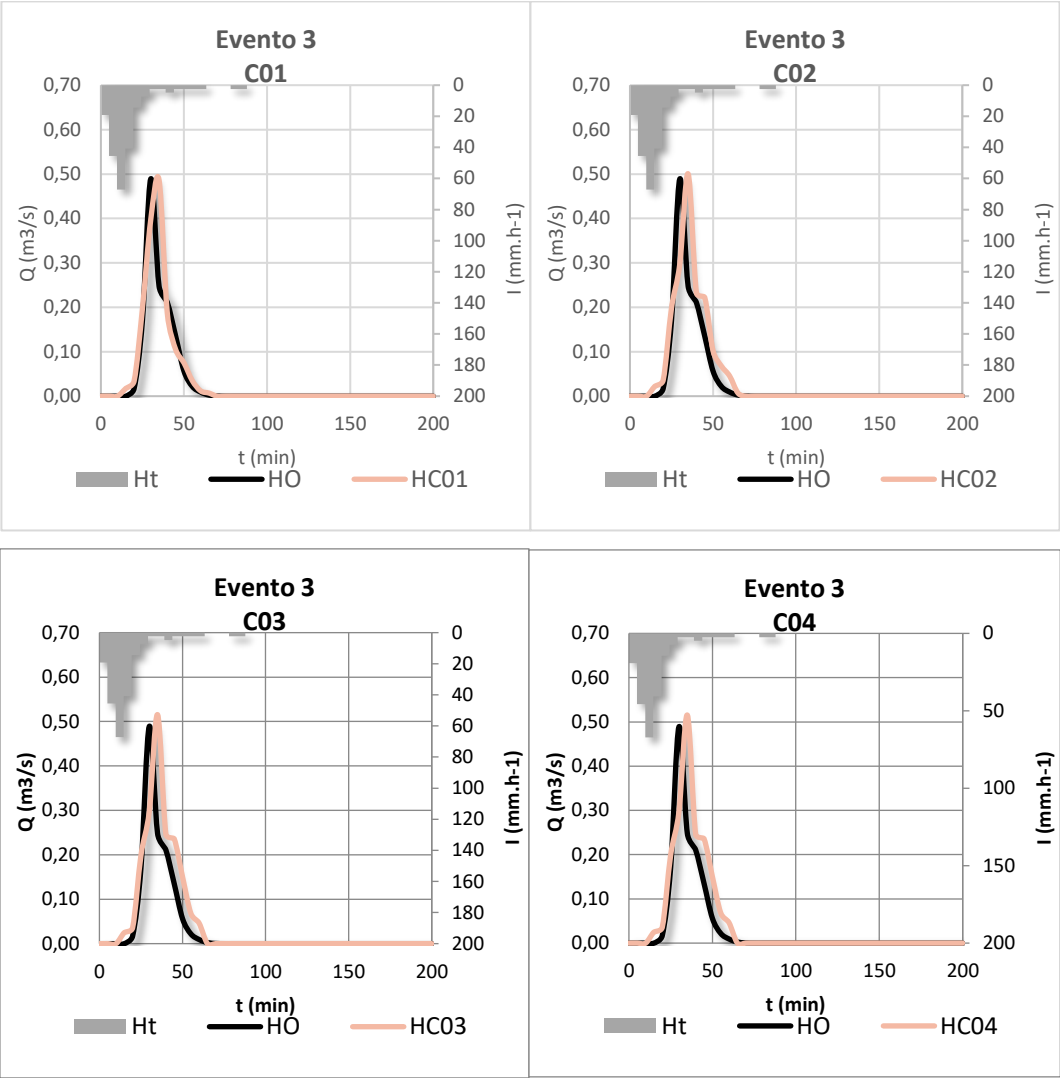


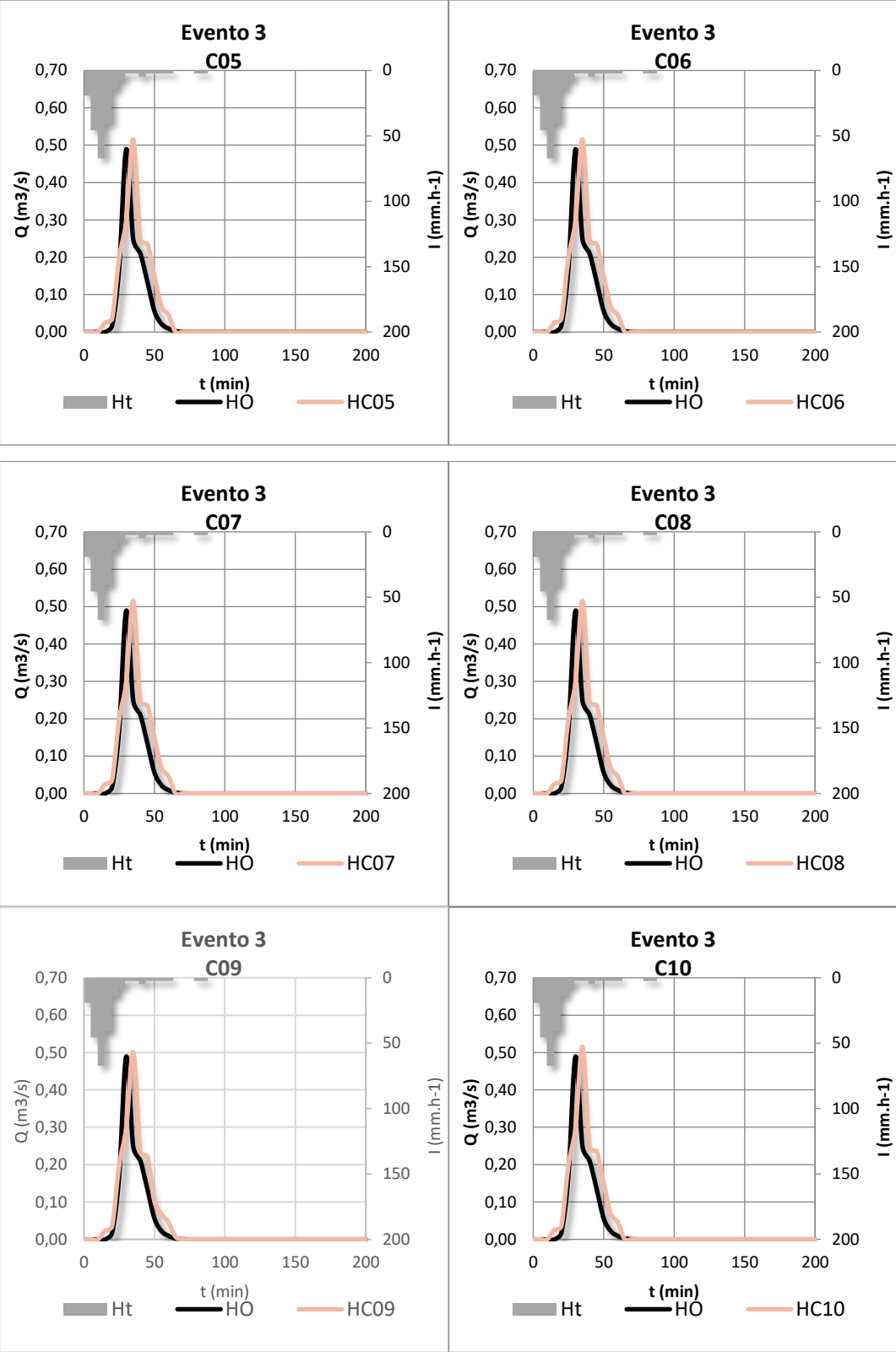


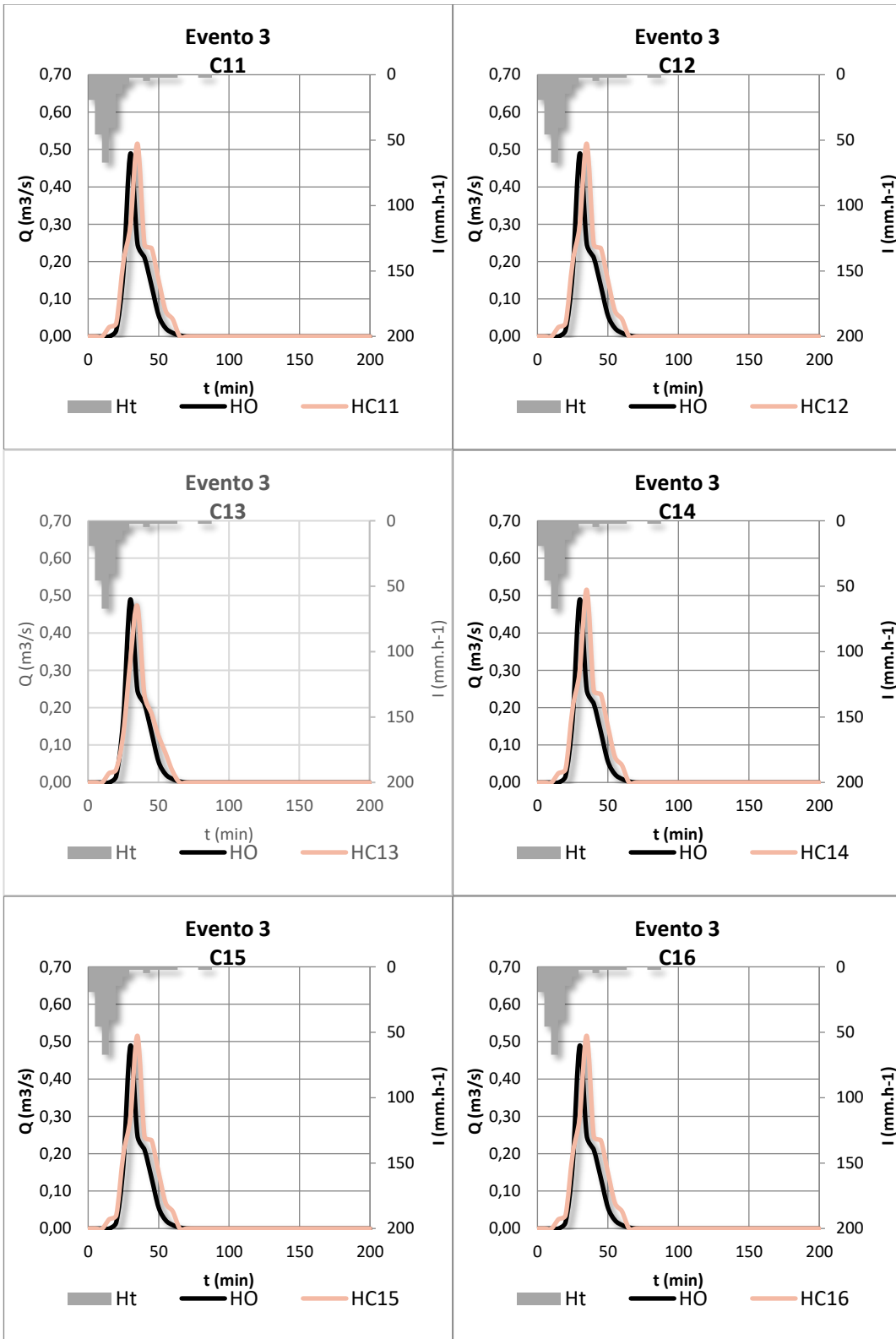


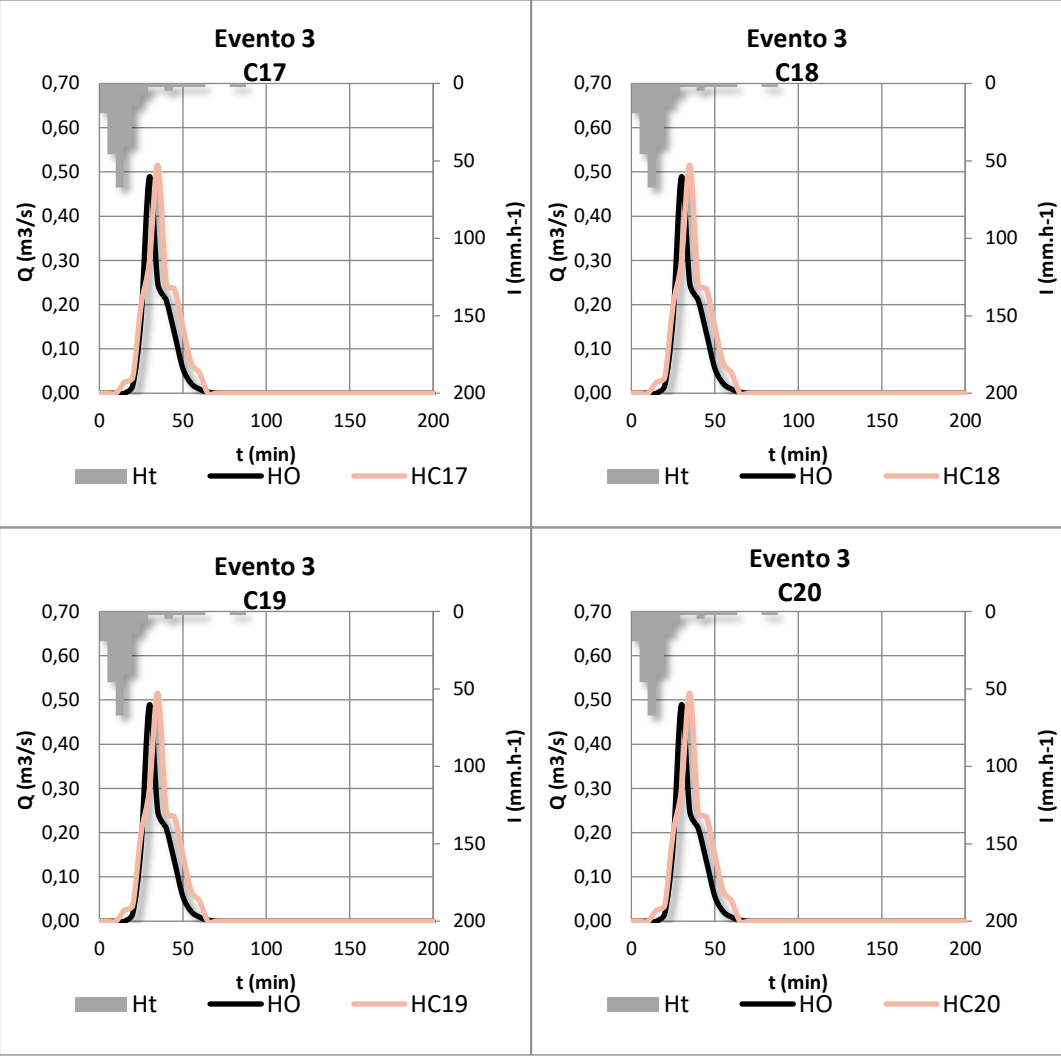


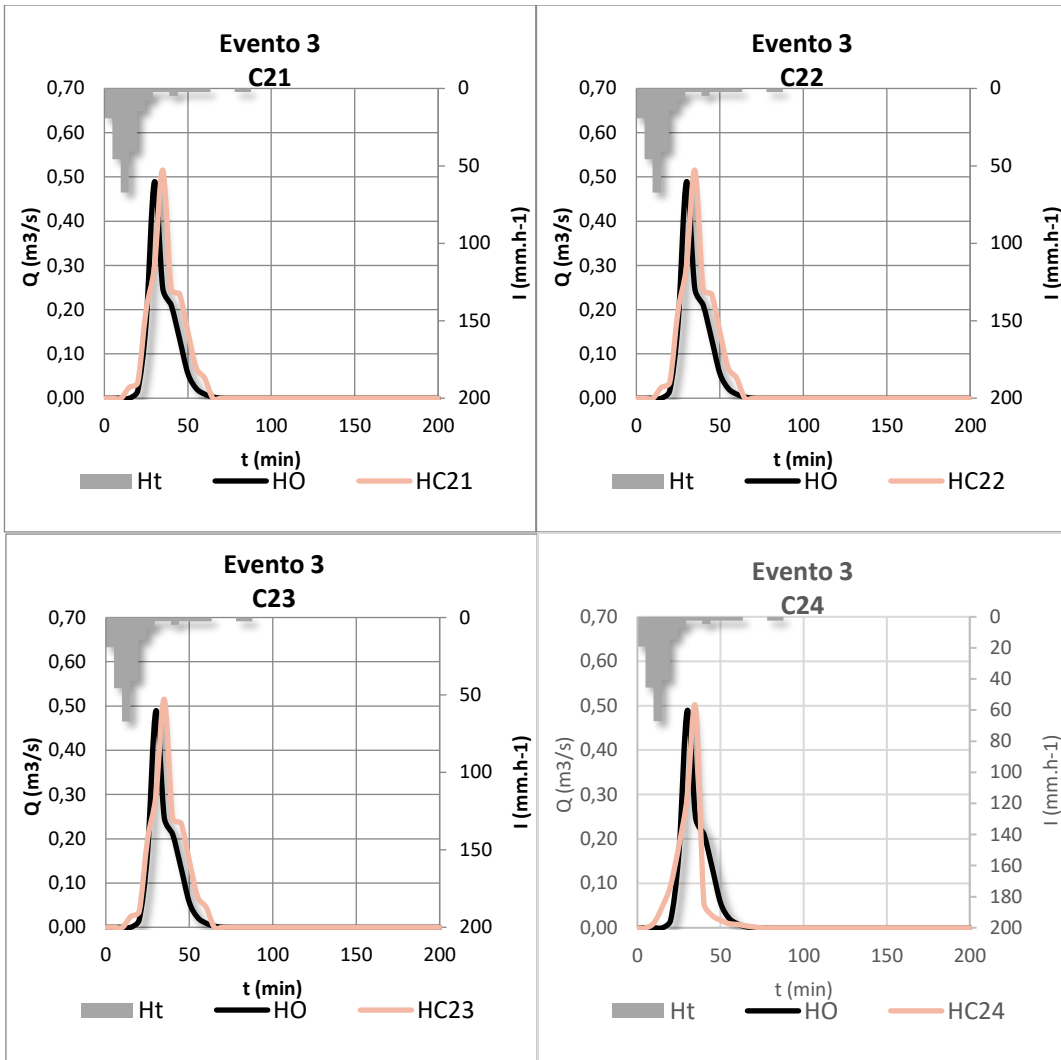
HIDROGRAMAS DO EVENTO 3



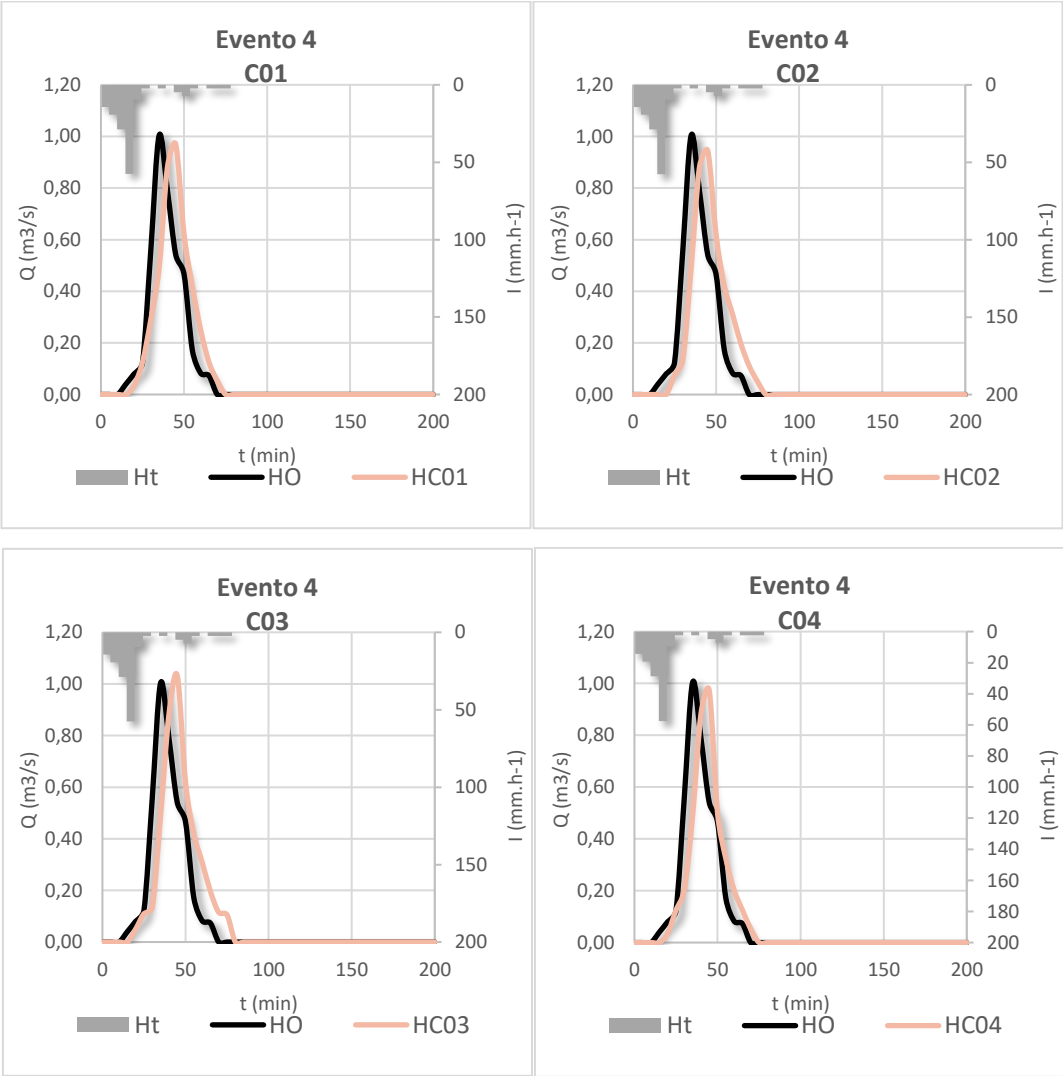


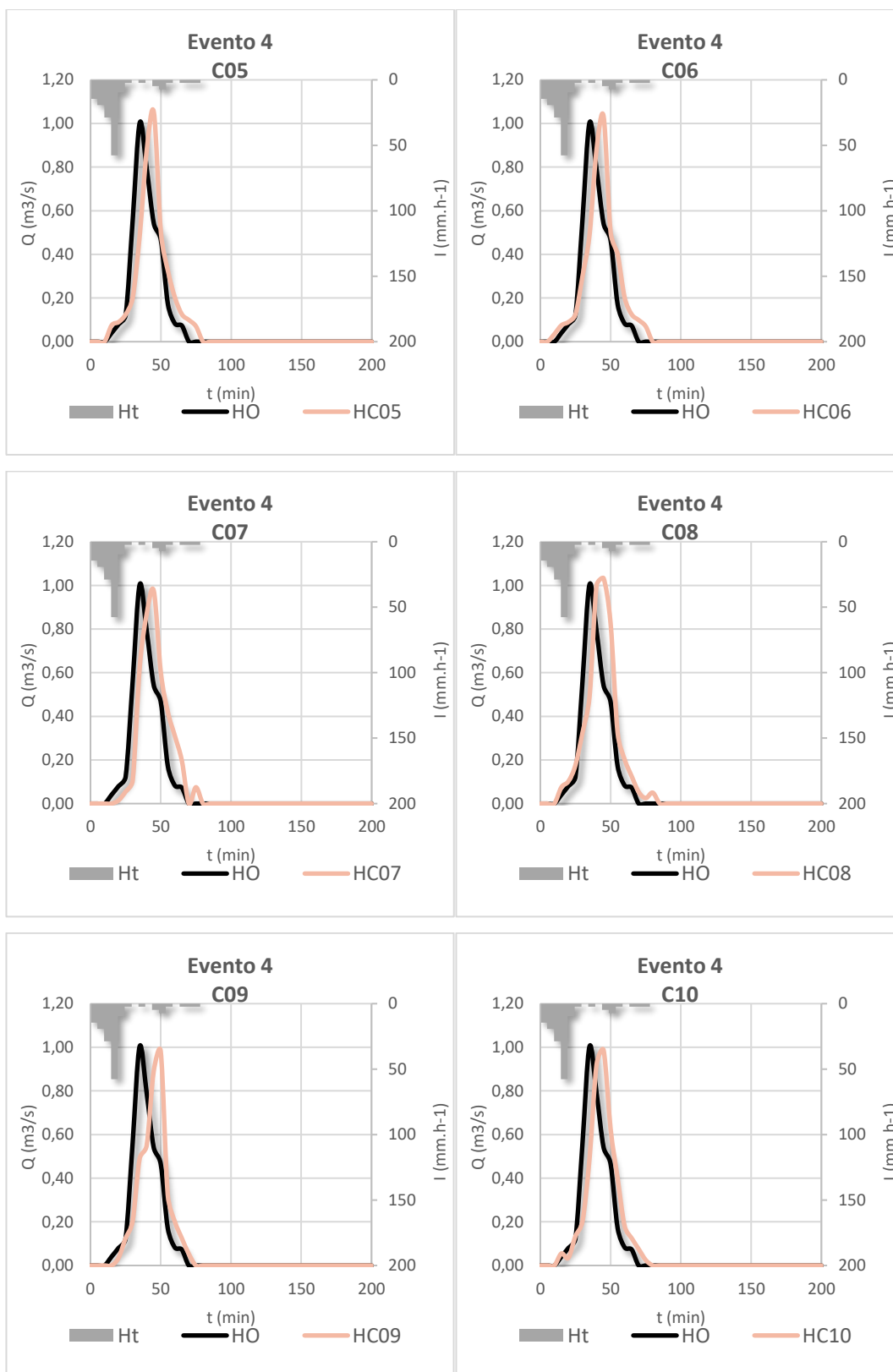


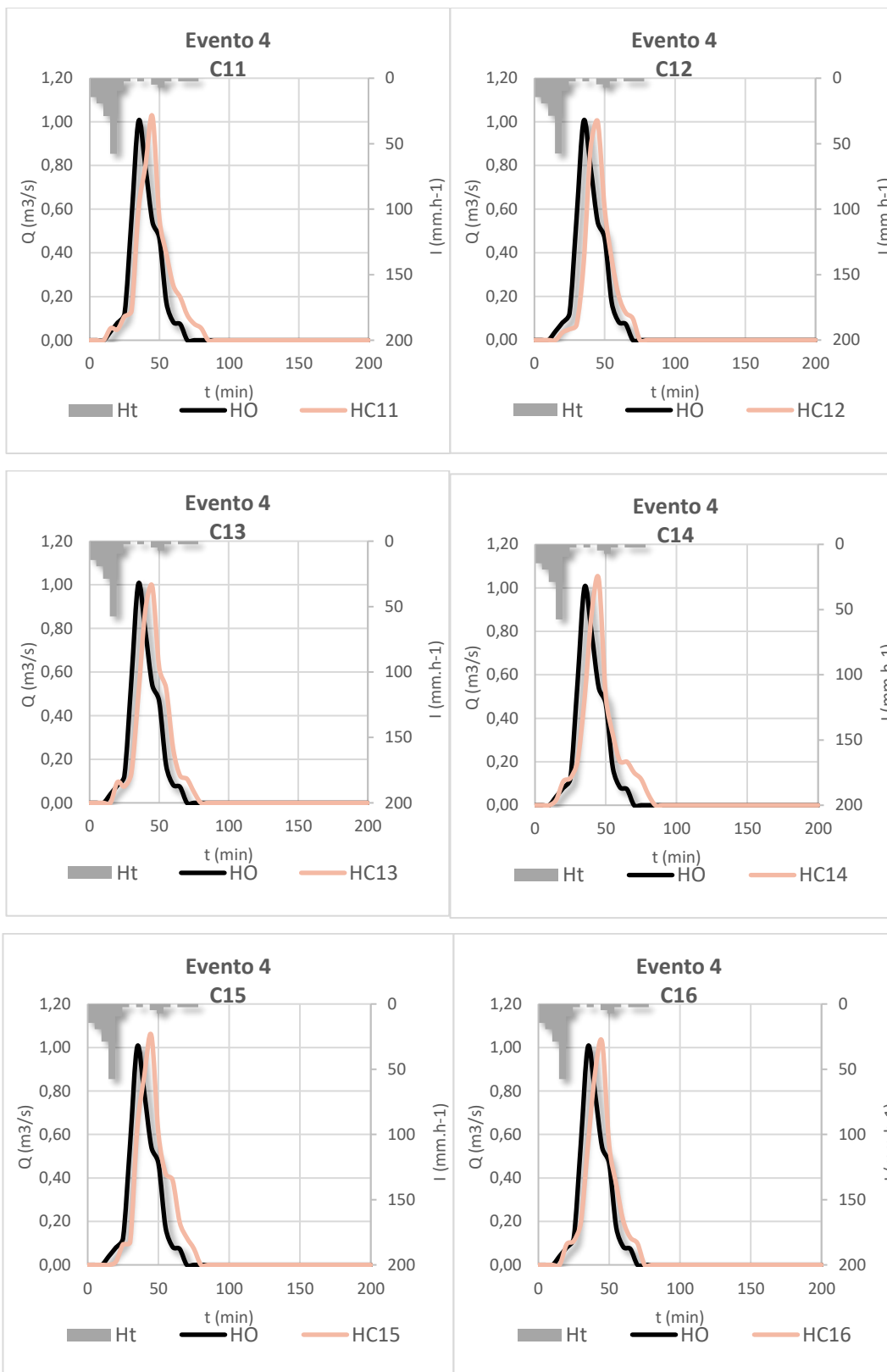


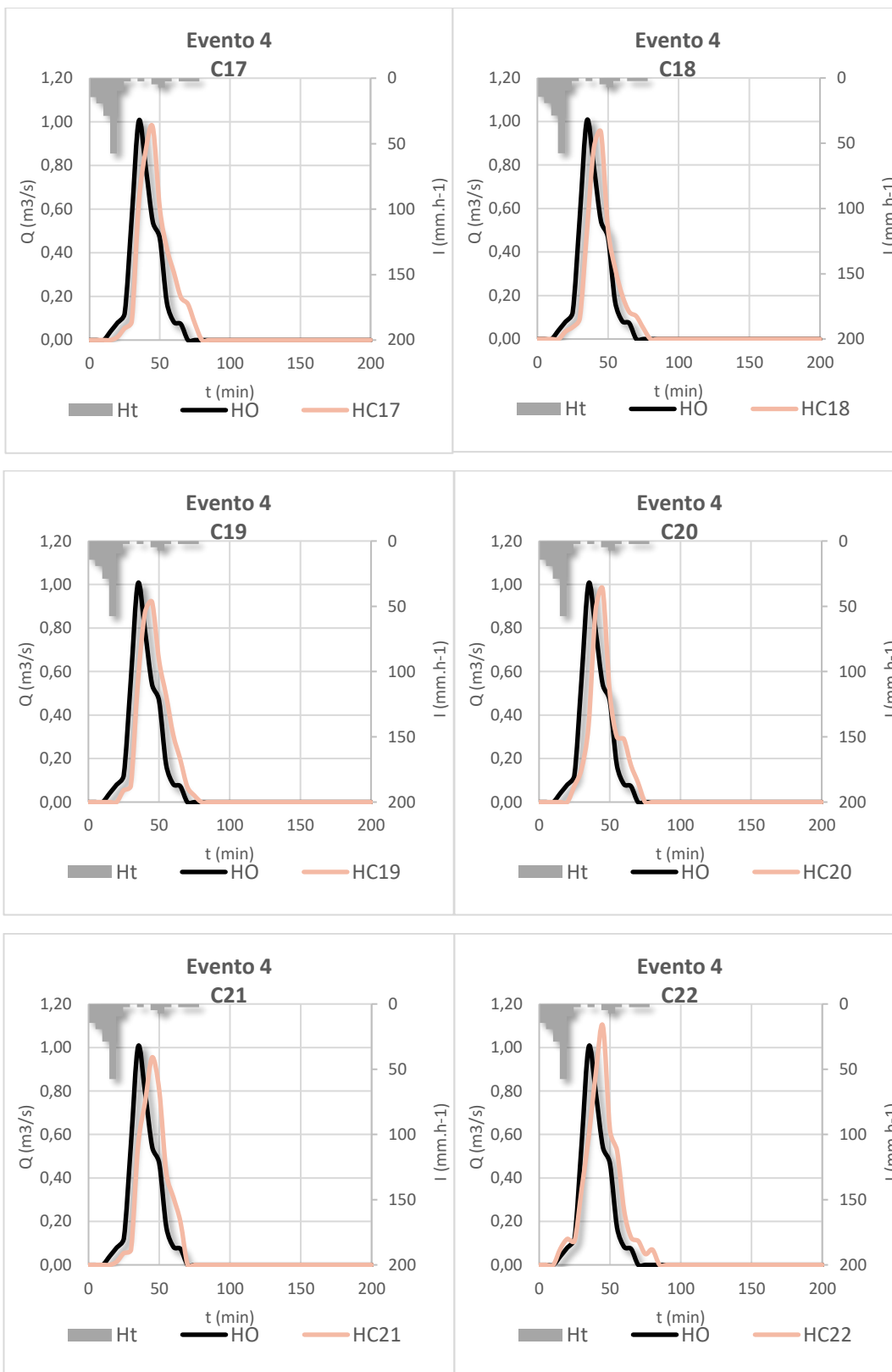


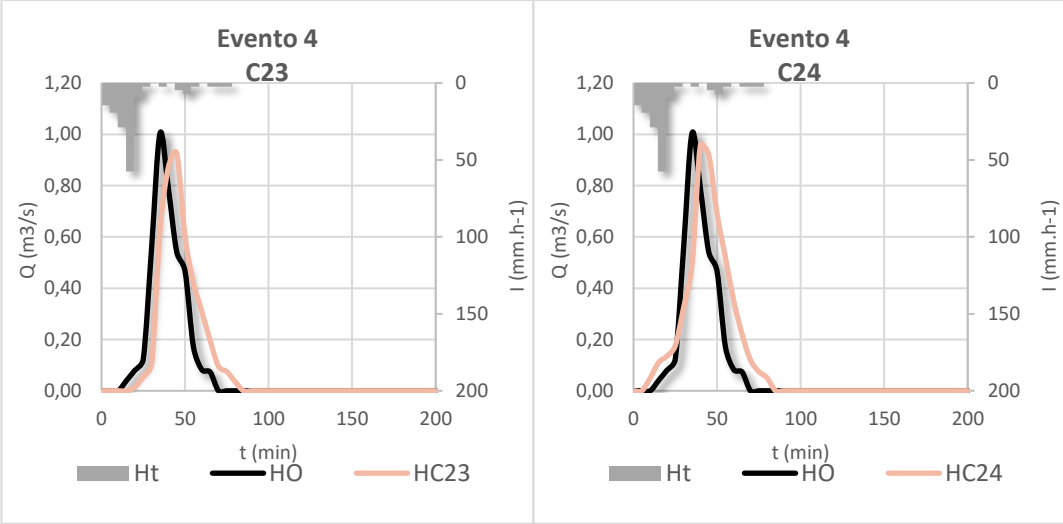
HIDROGRAMAS DO EVENTO 4



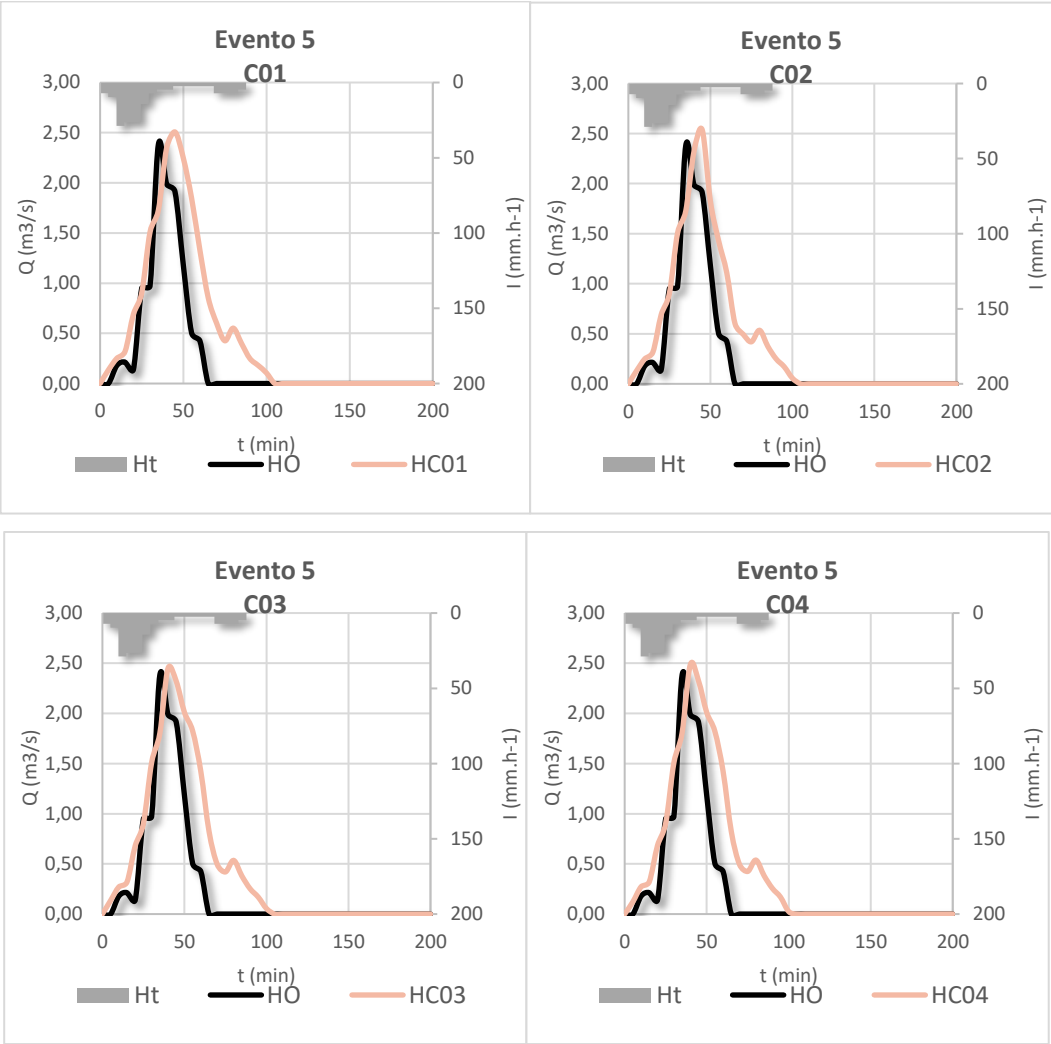


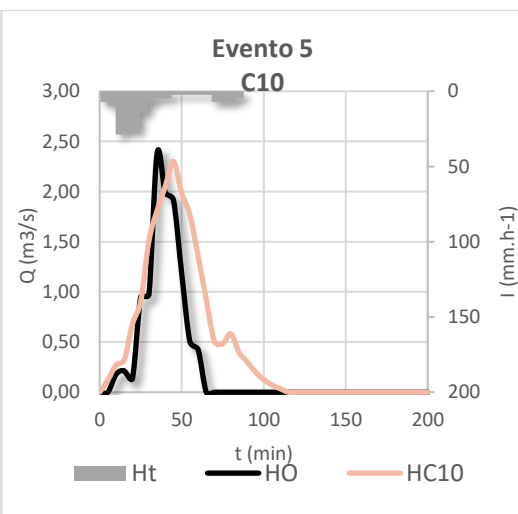
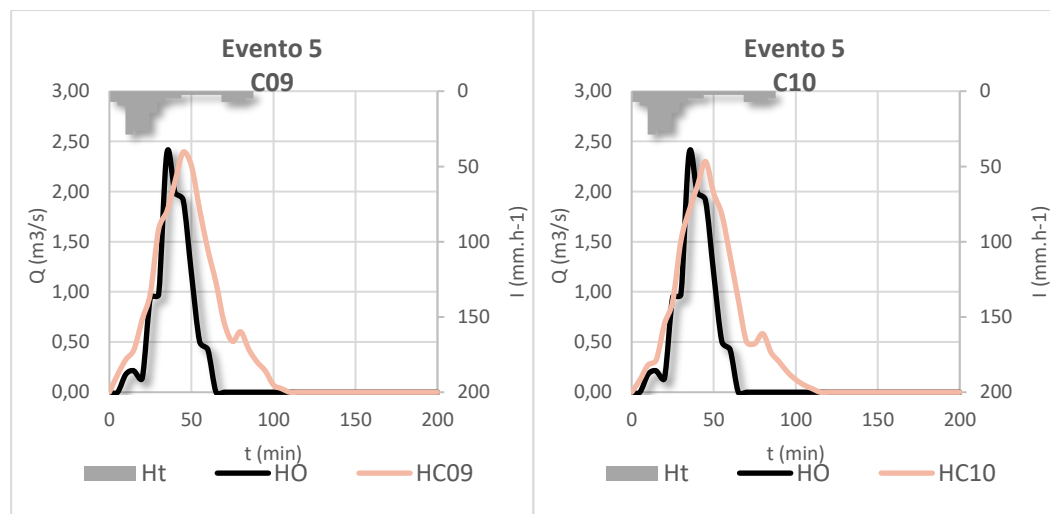
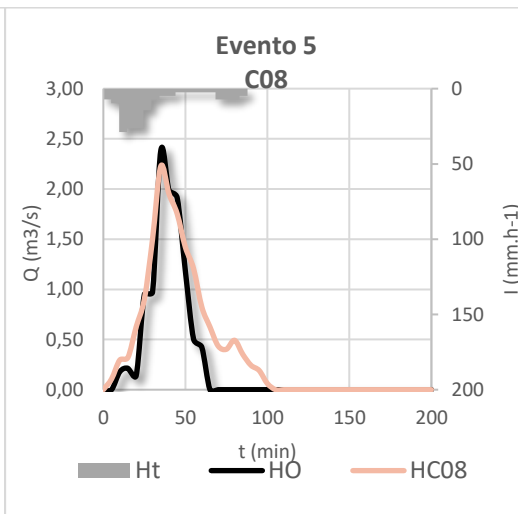
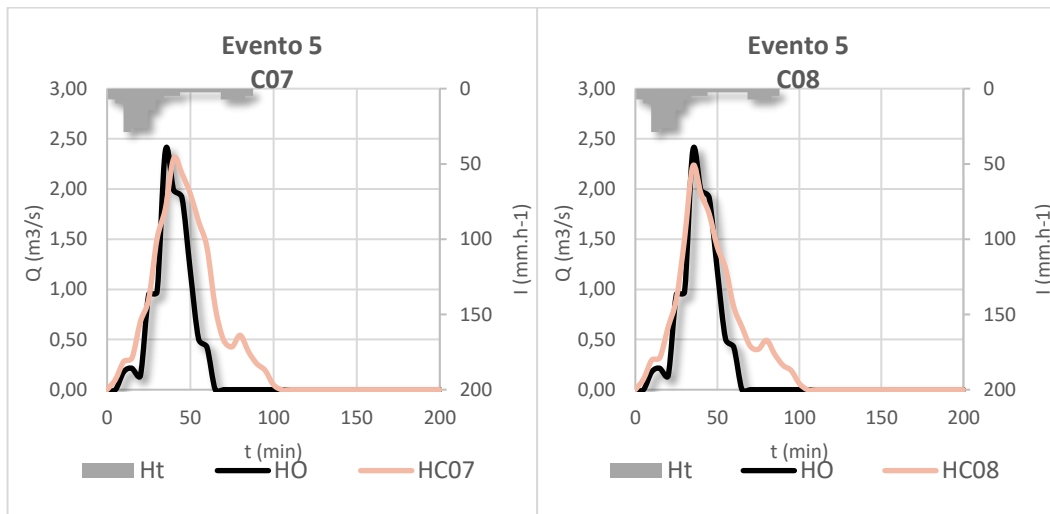
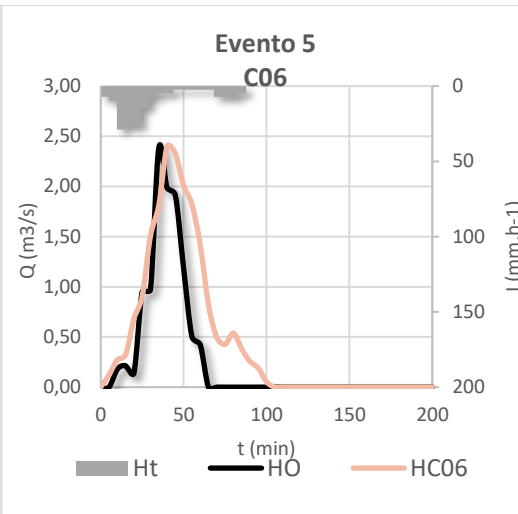
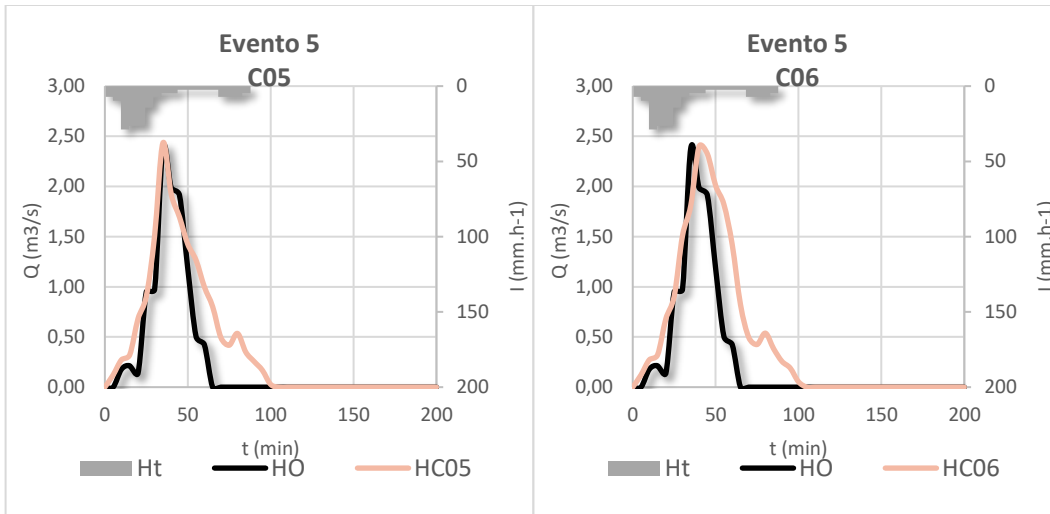


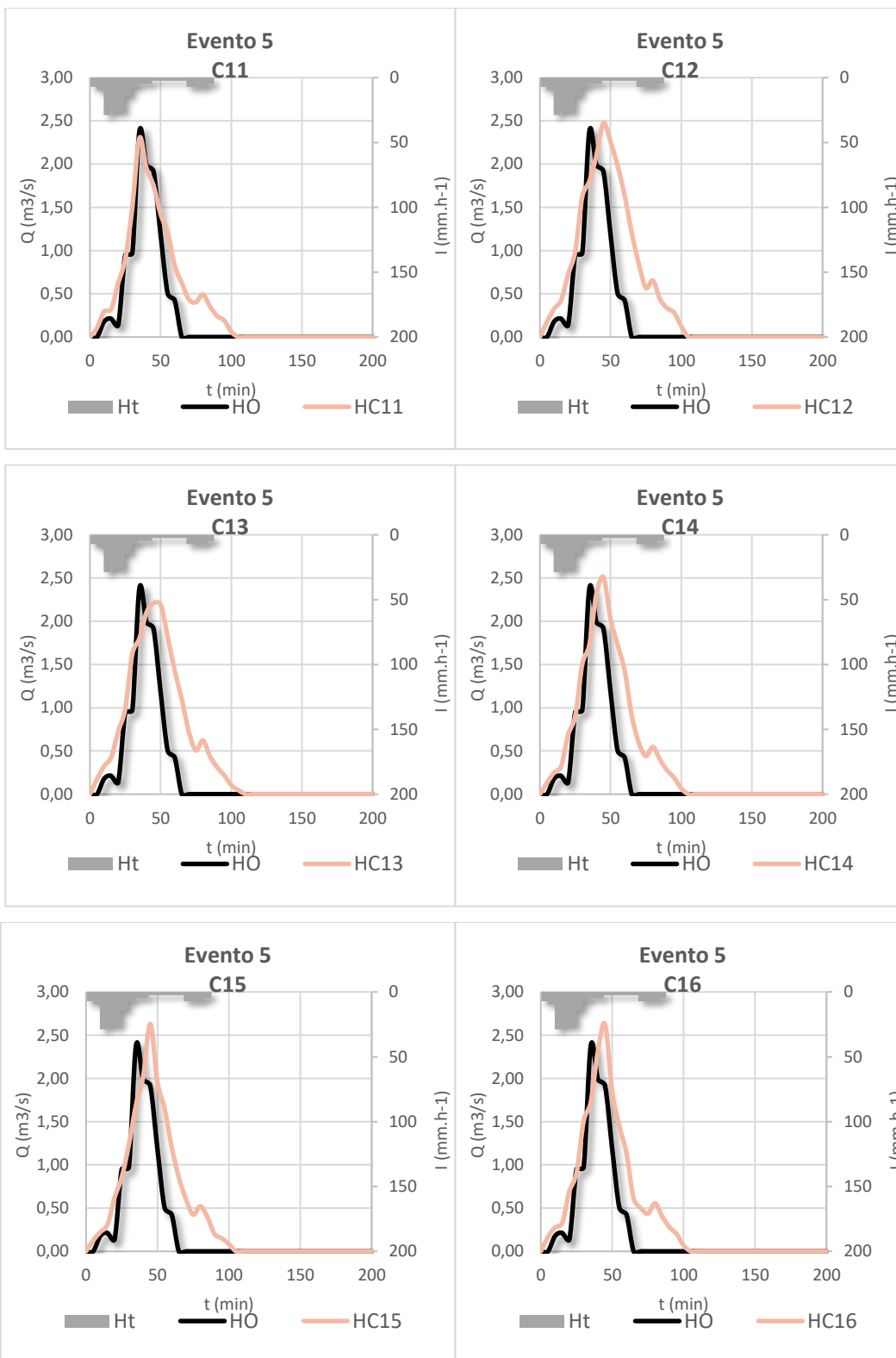


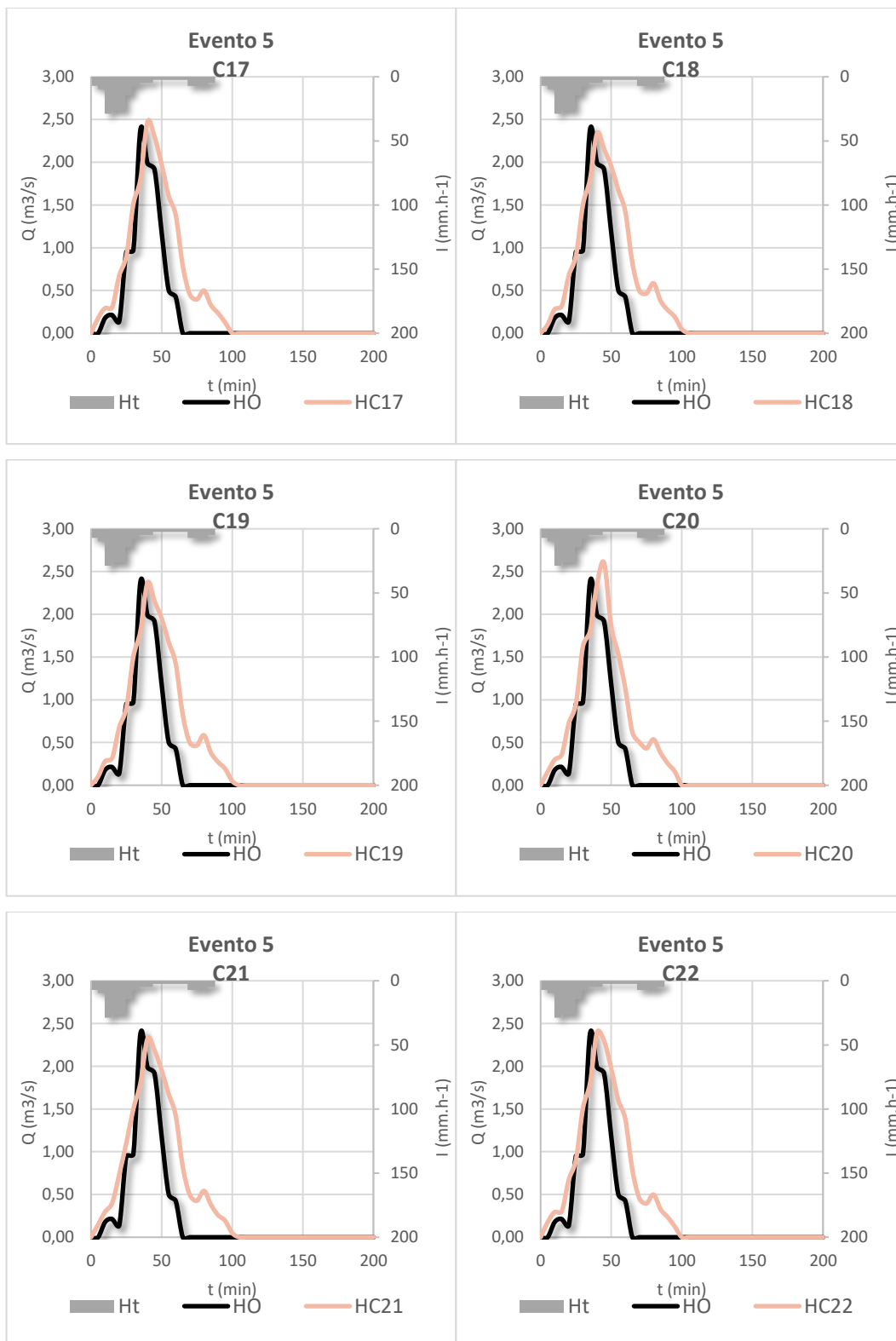


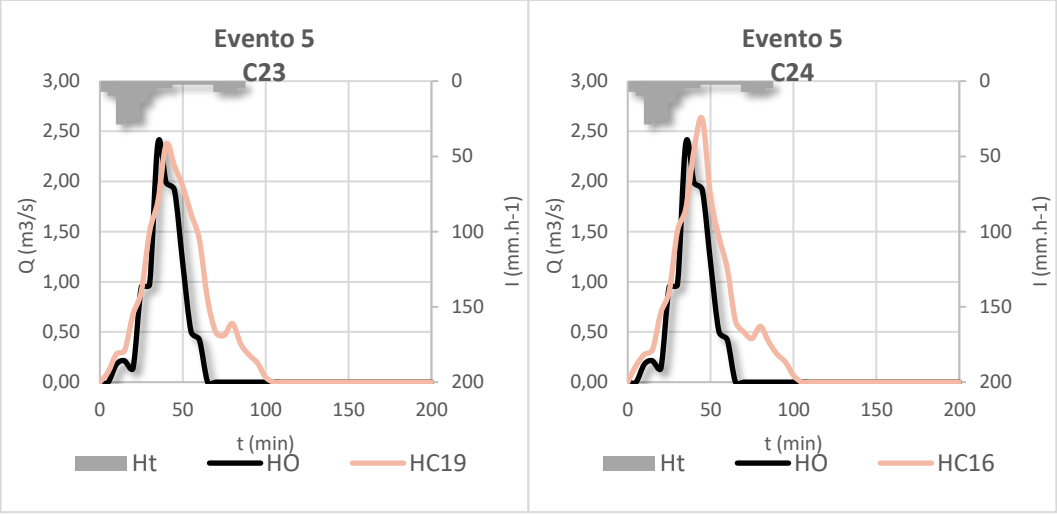
HIDROGRAMAS DO EVENTO 5



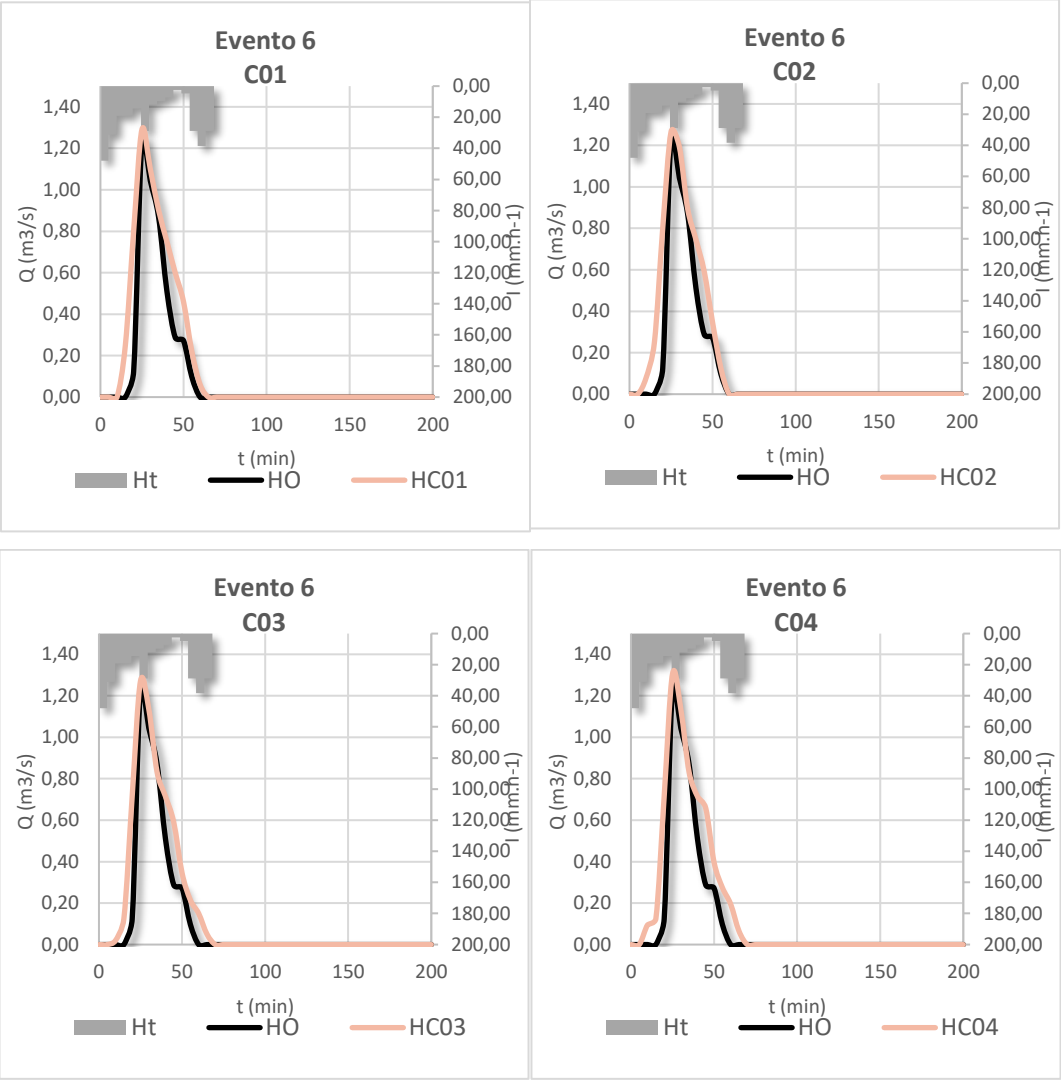


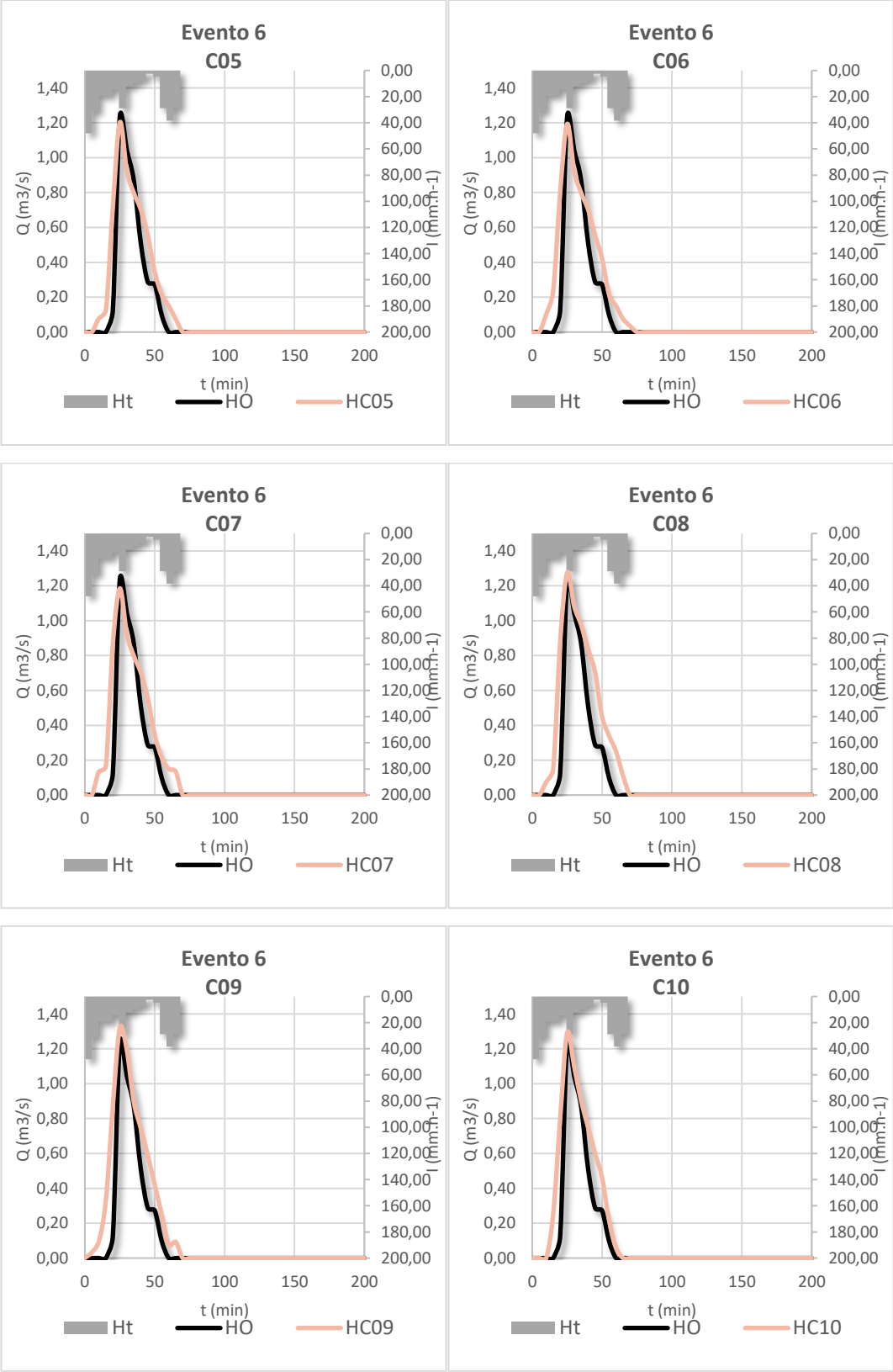


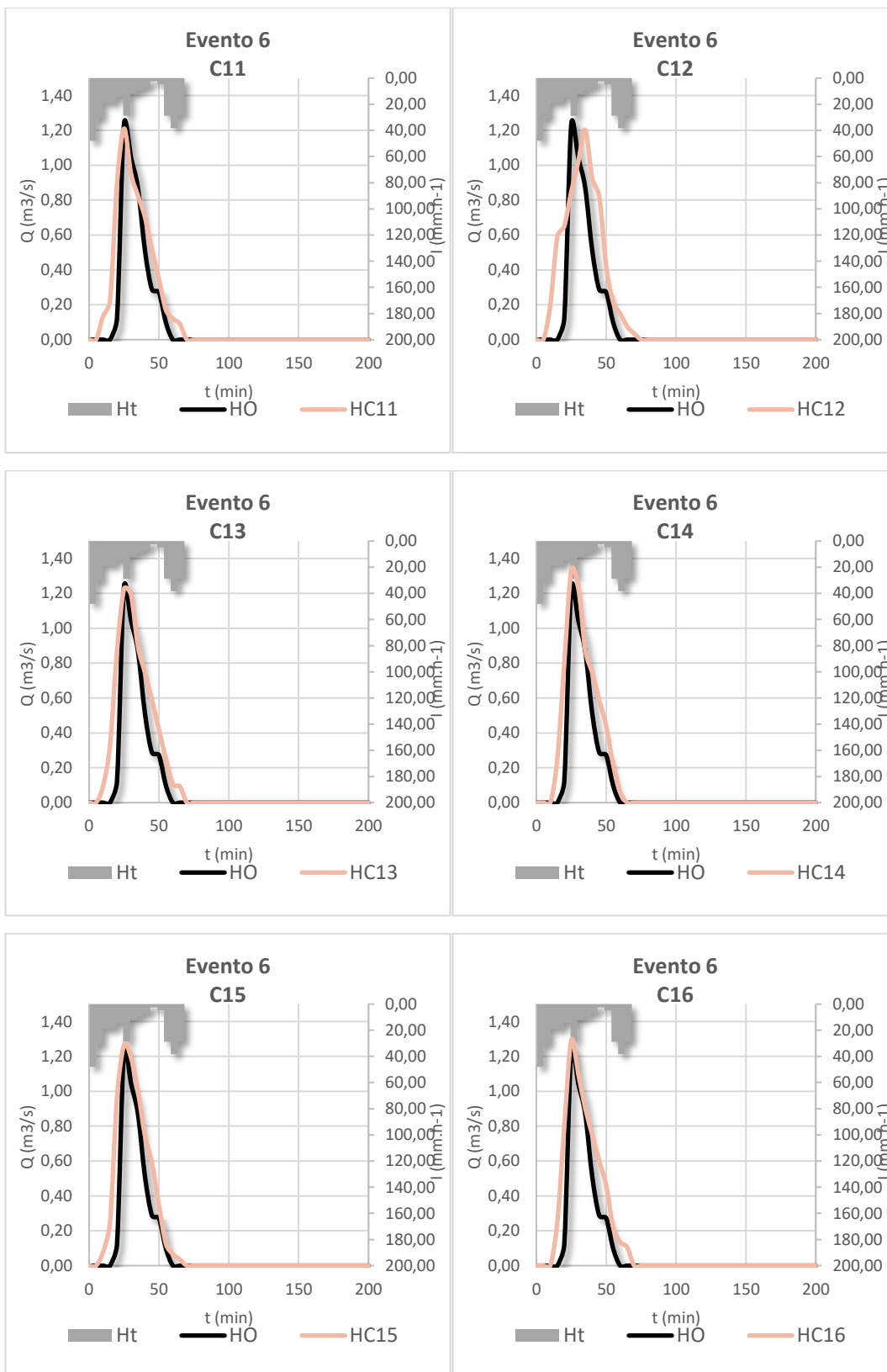


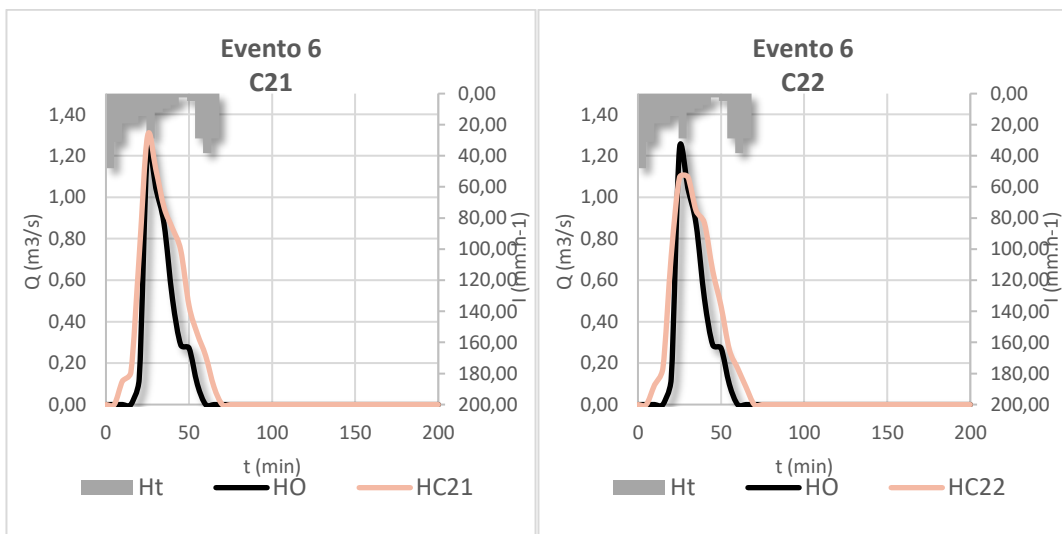
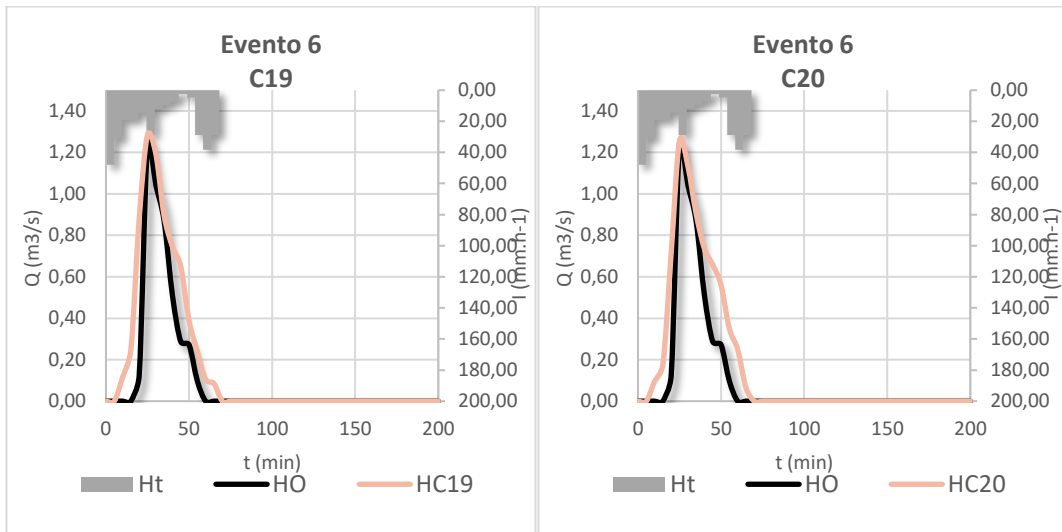
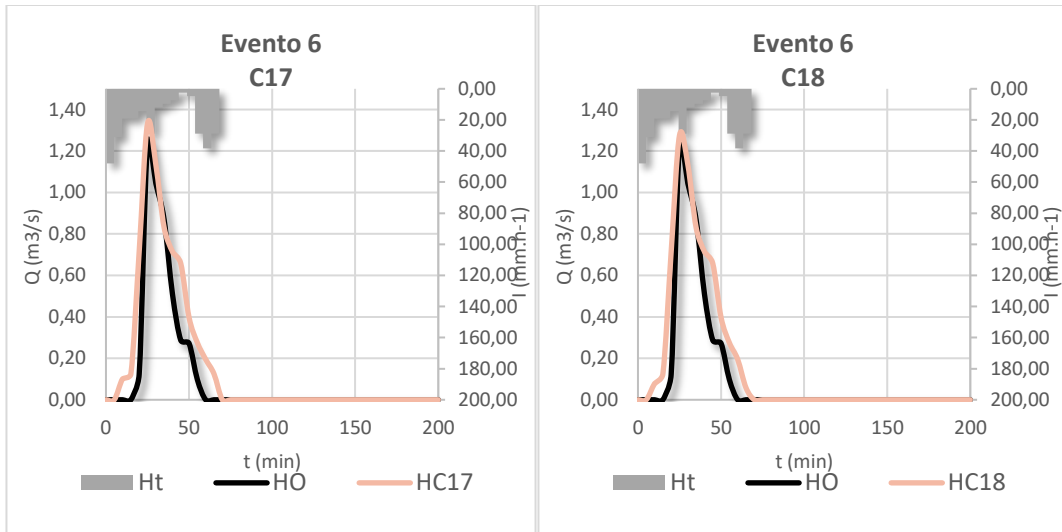


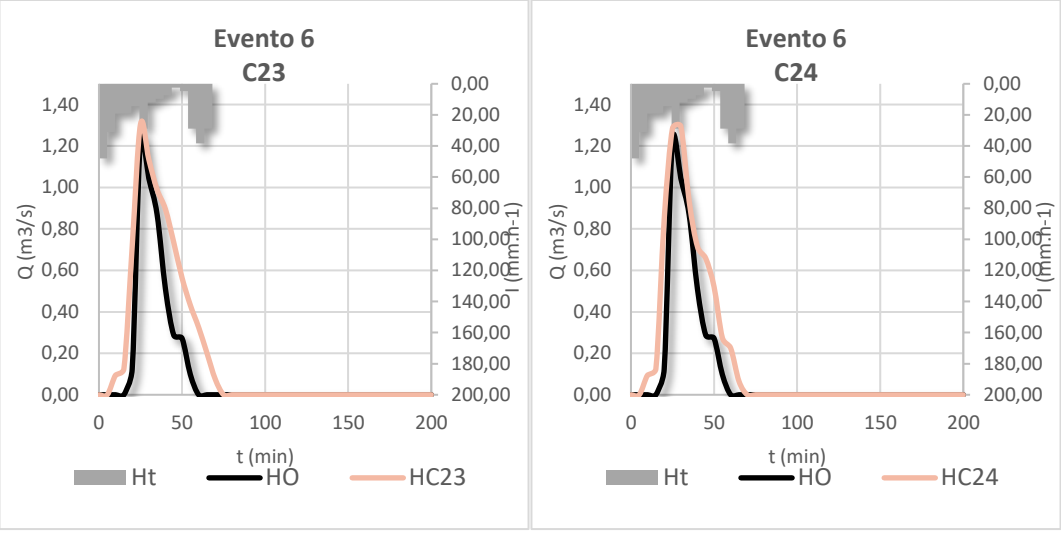
HIDROGRAMAS DO EVENTO 6



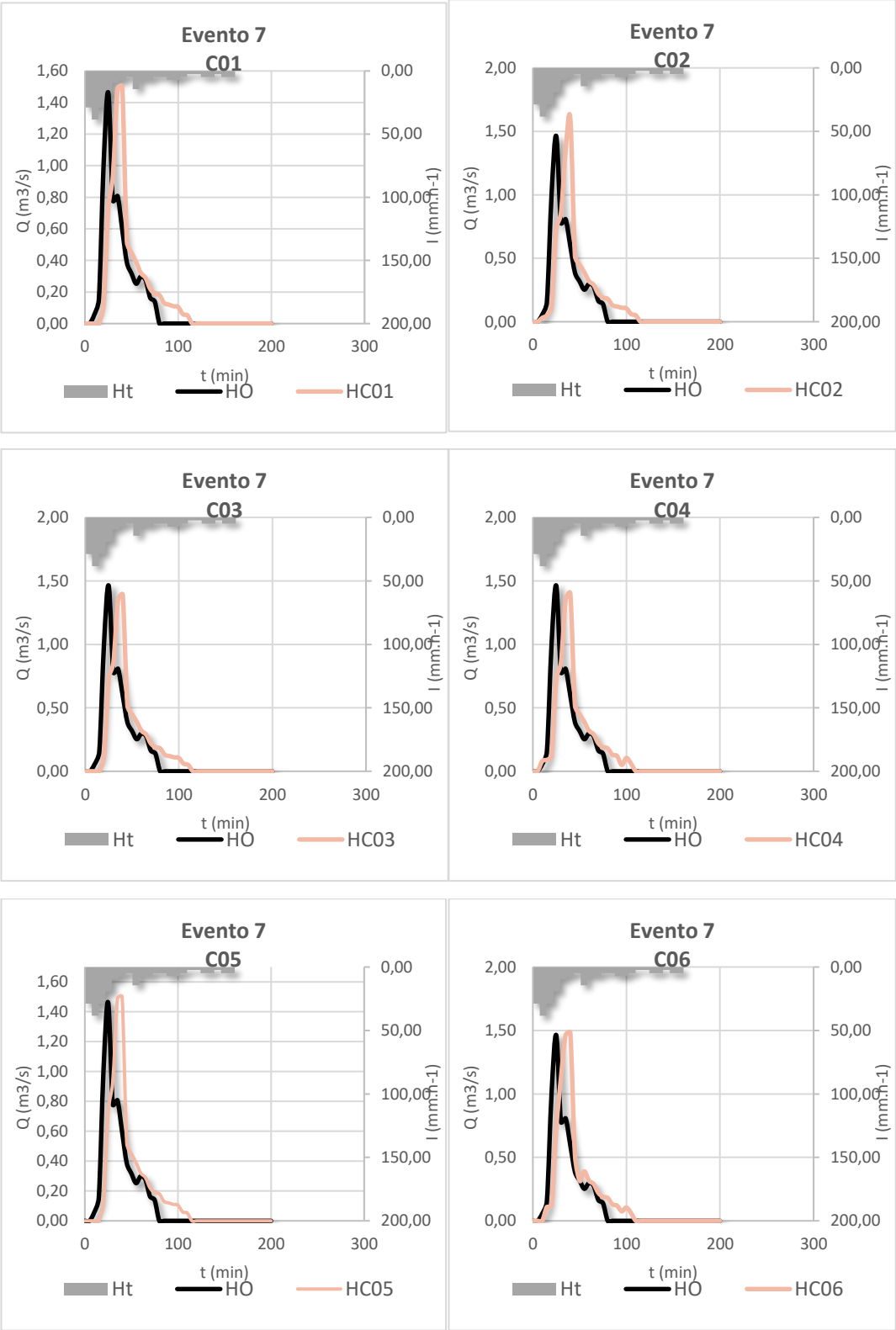


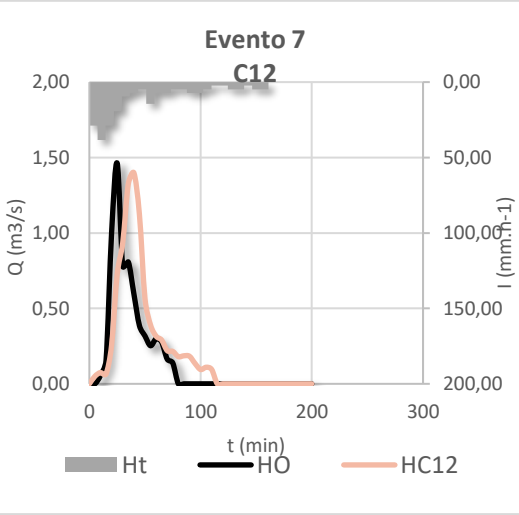
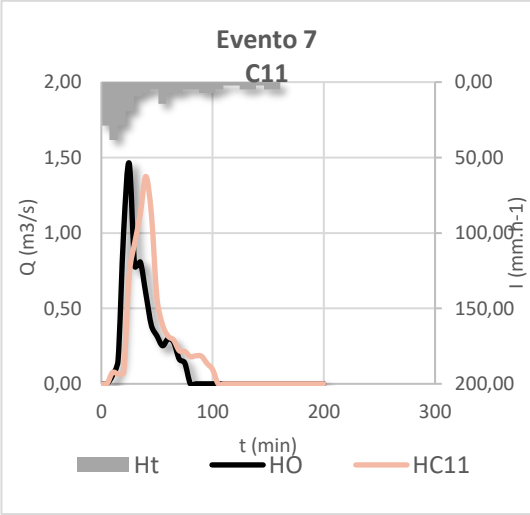
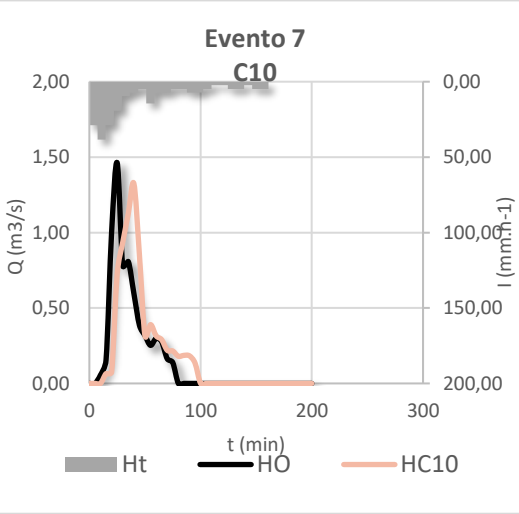
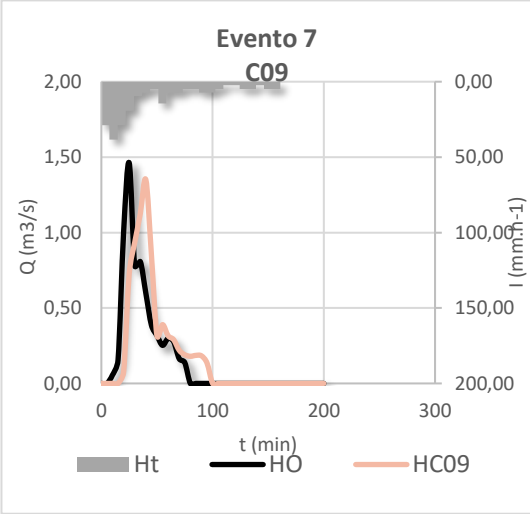
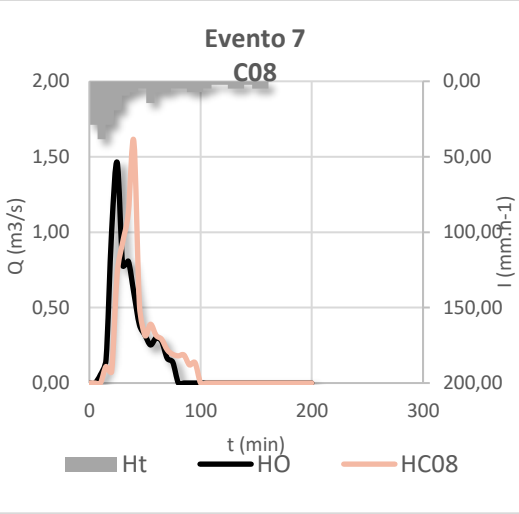
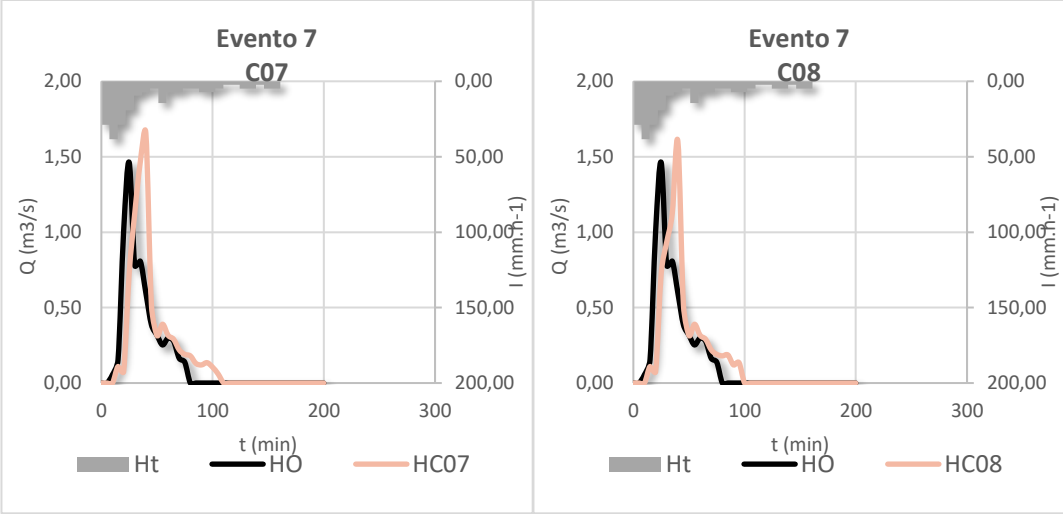


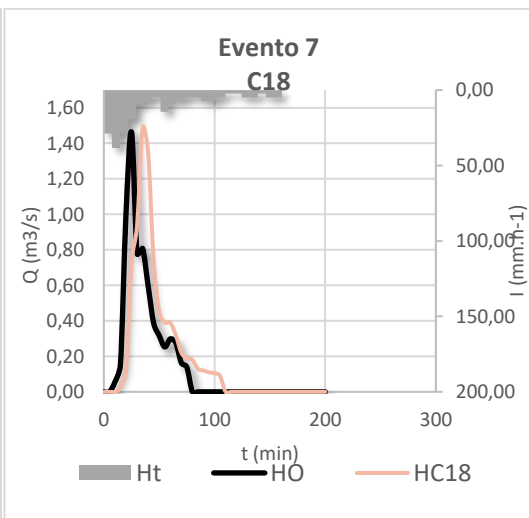
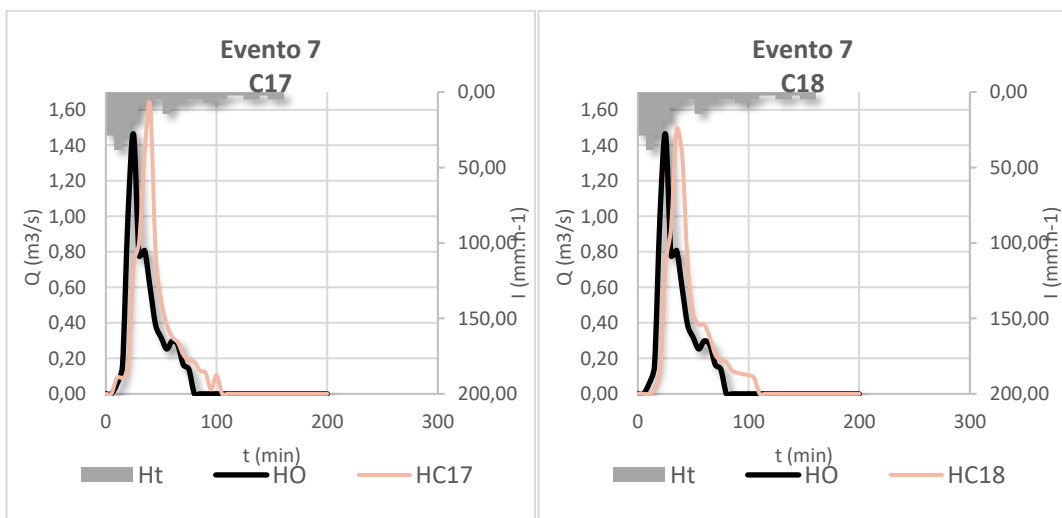
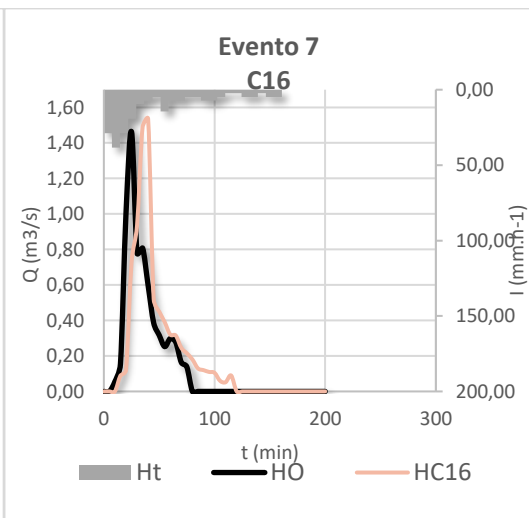
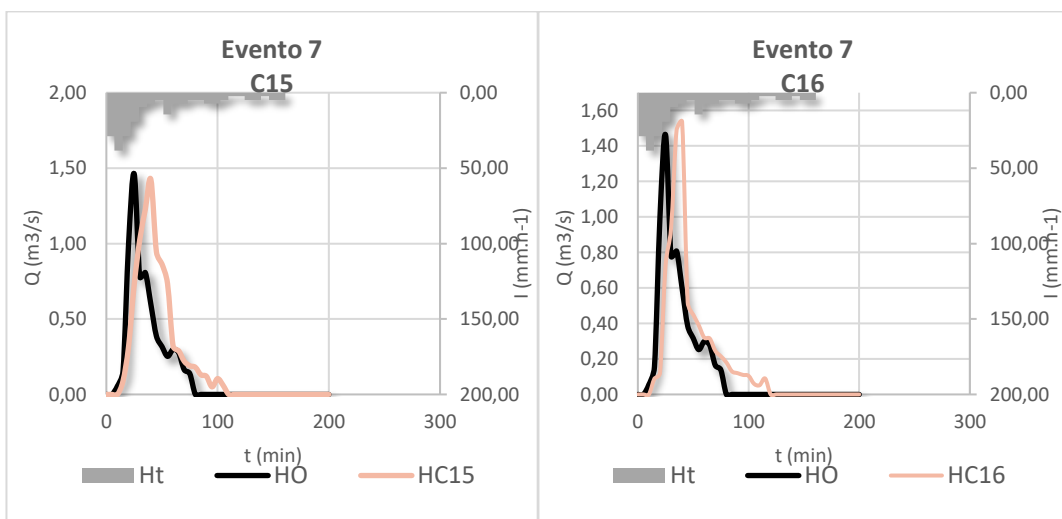
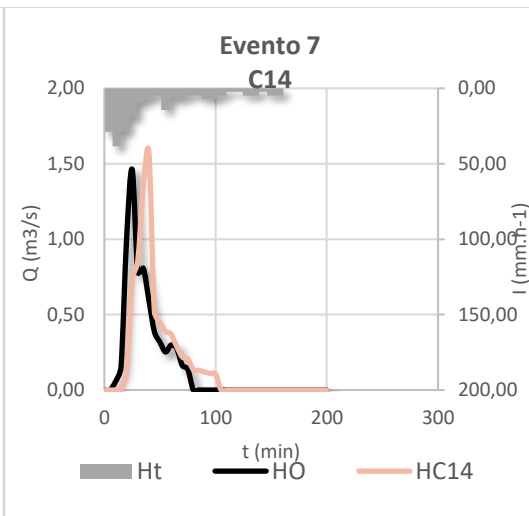
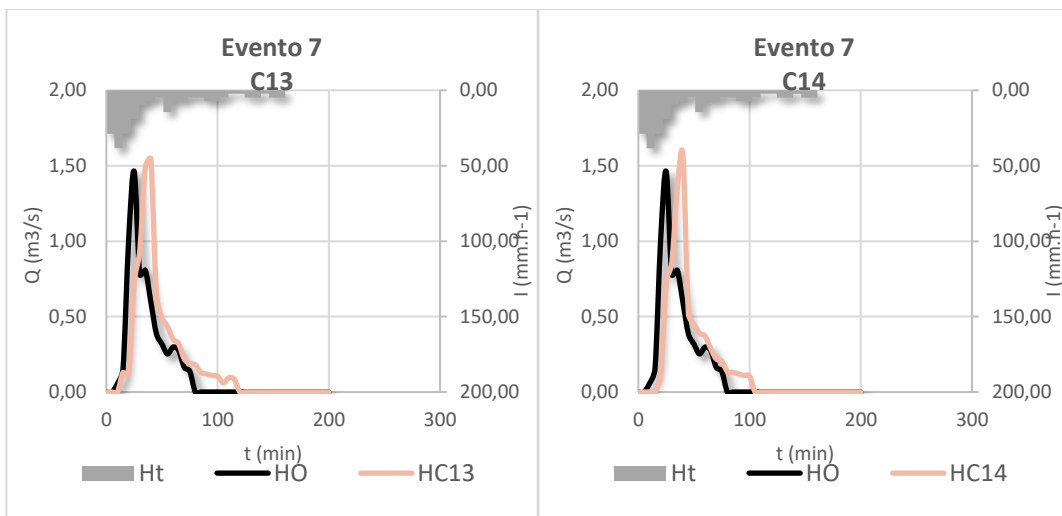


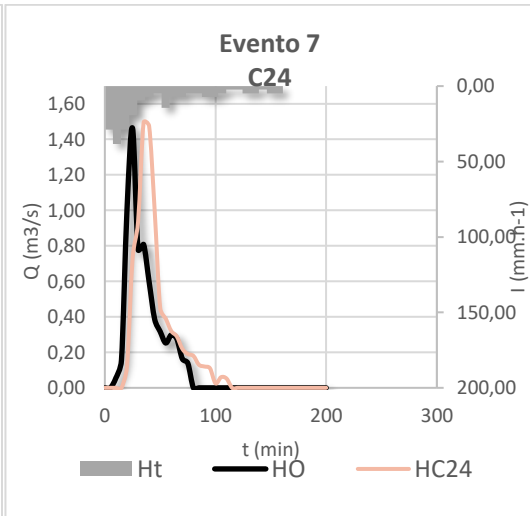
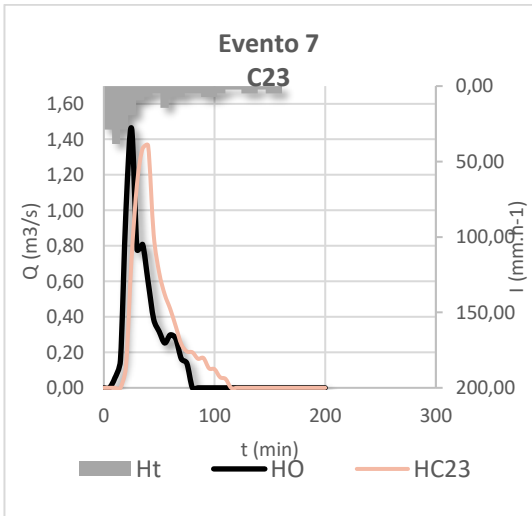
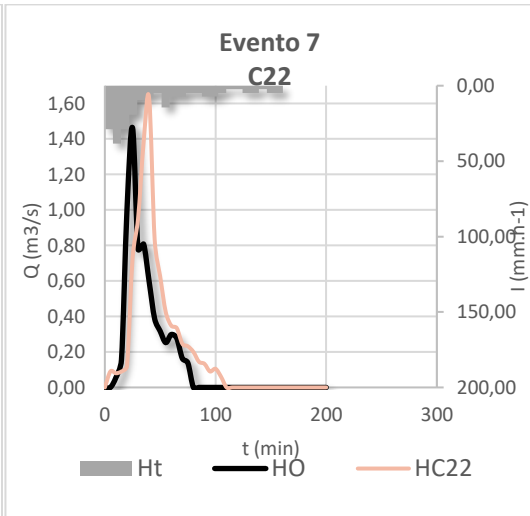
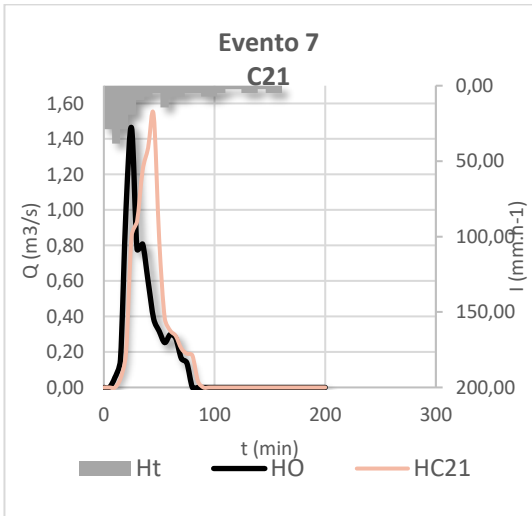
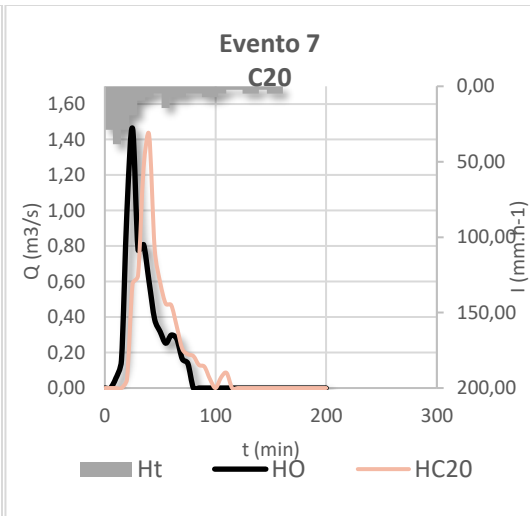
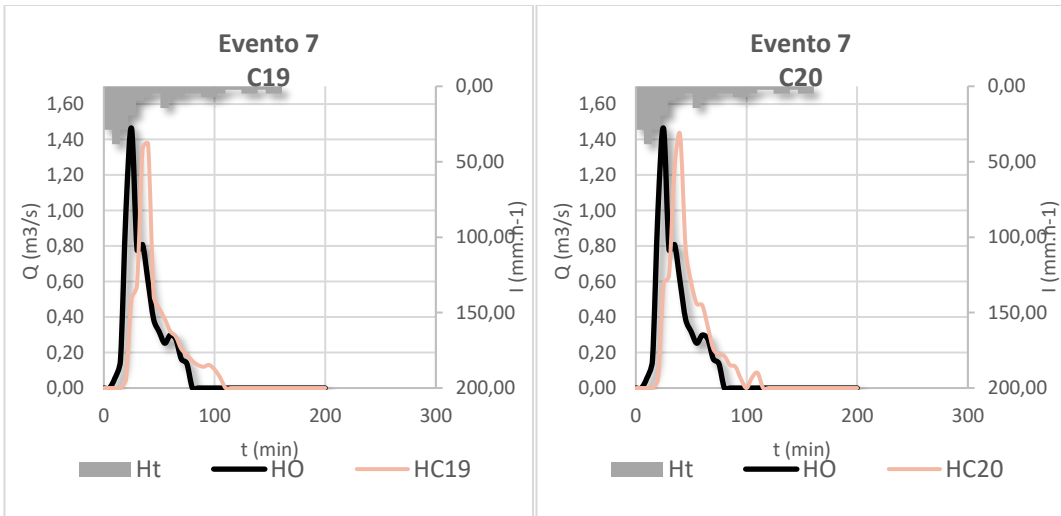


HIDROGRAMAS DO EVENTO 7

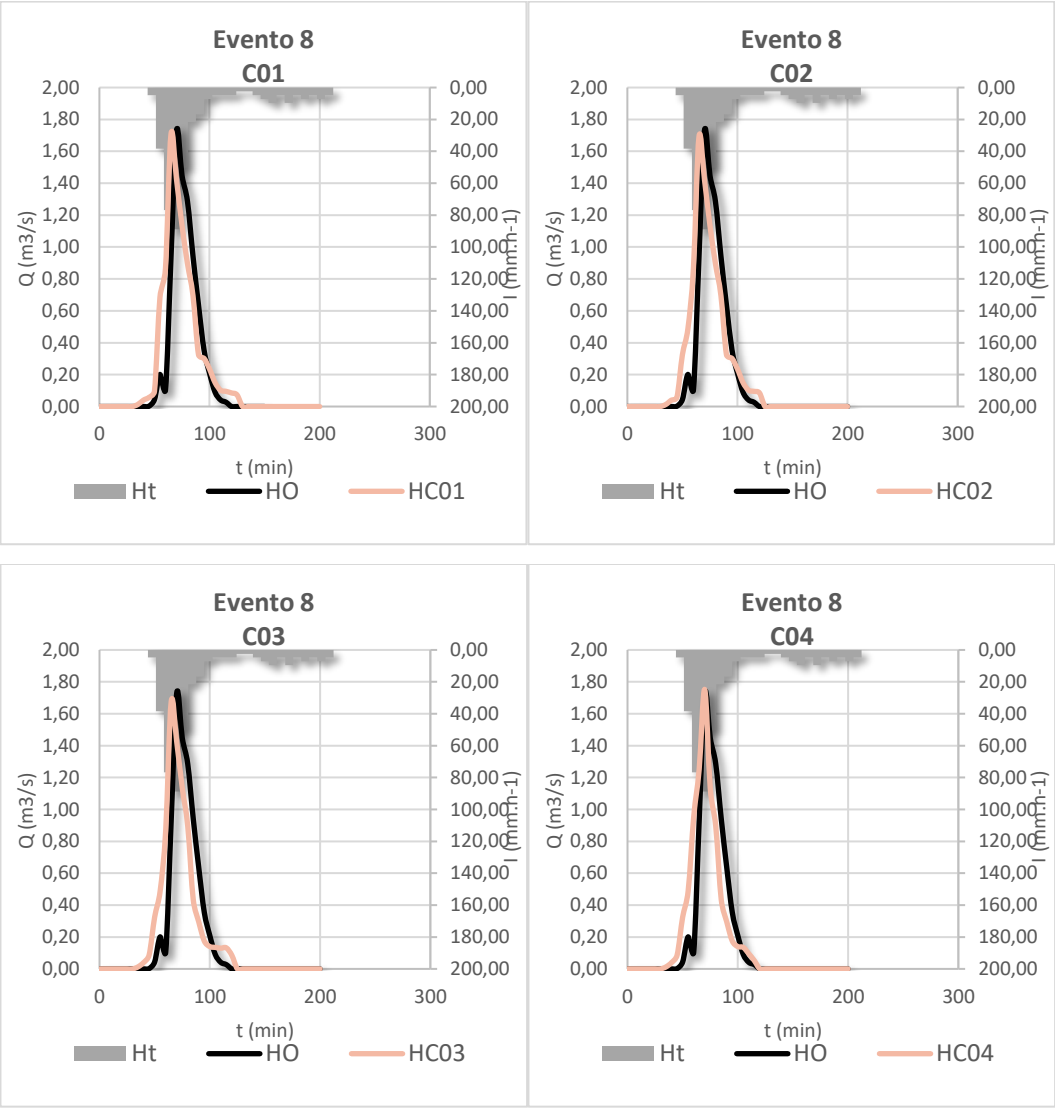


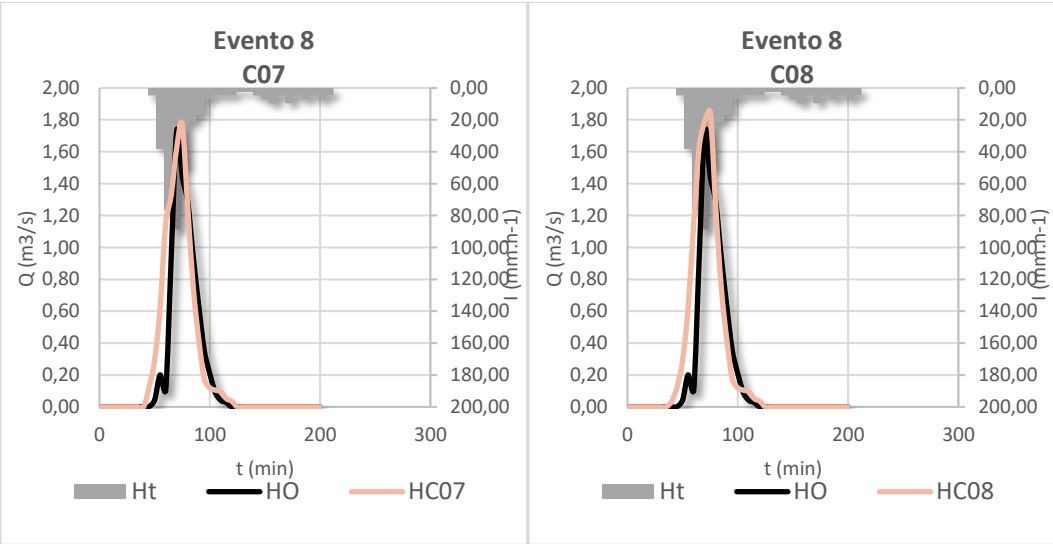
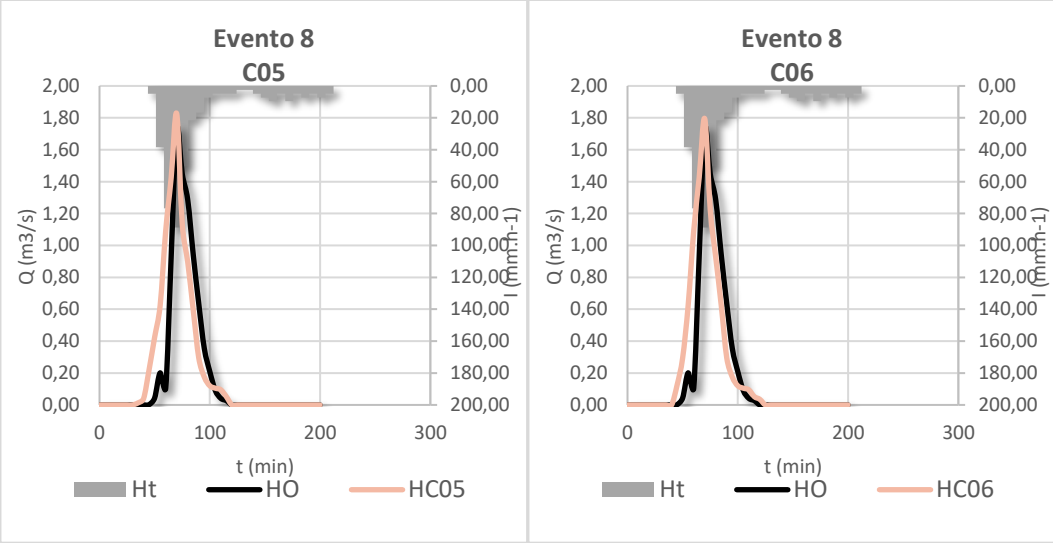


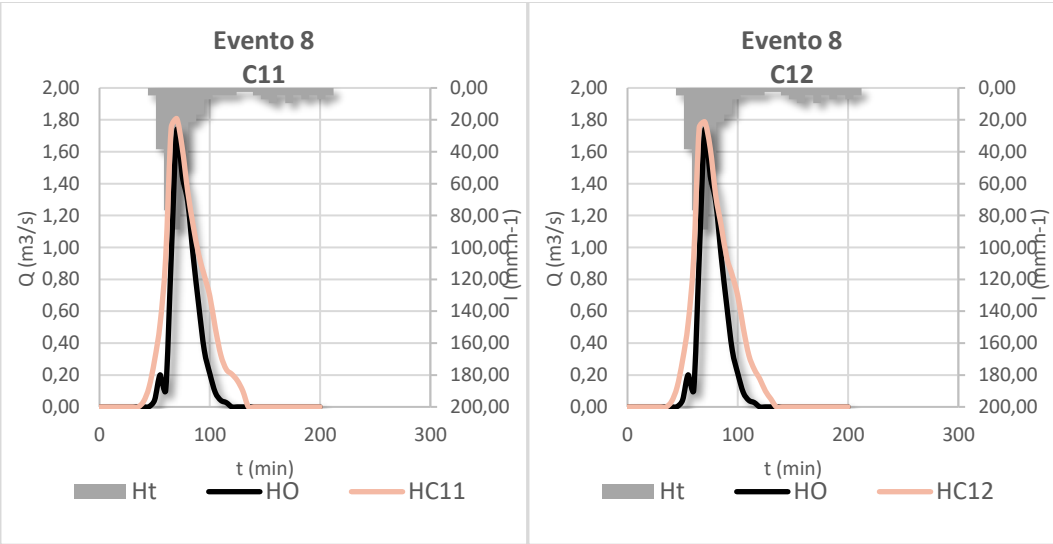
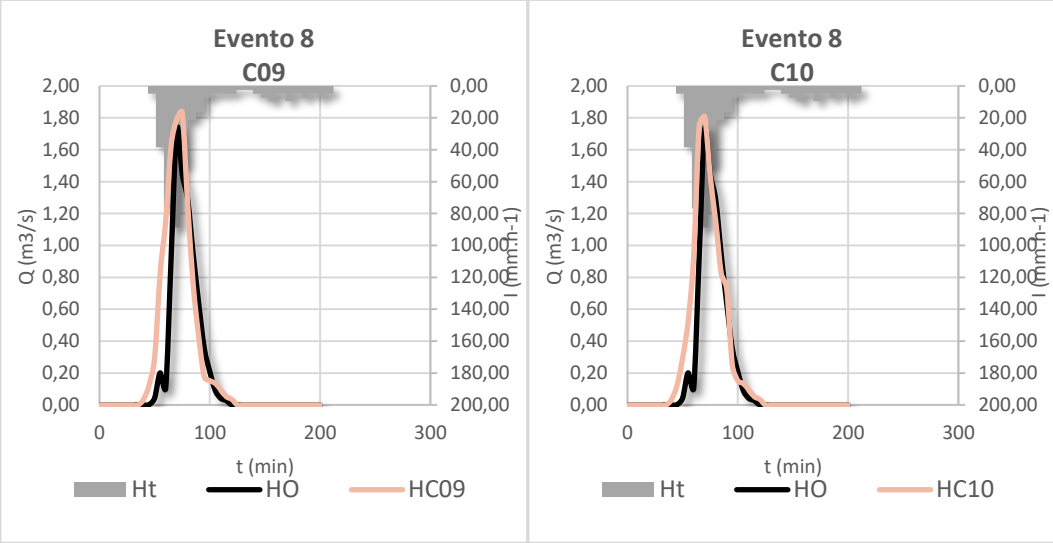


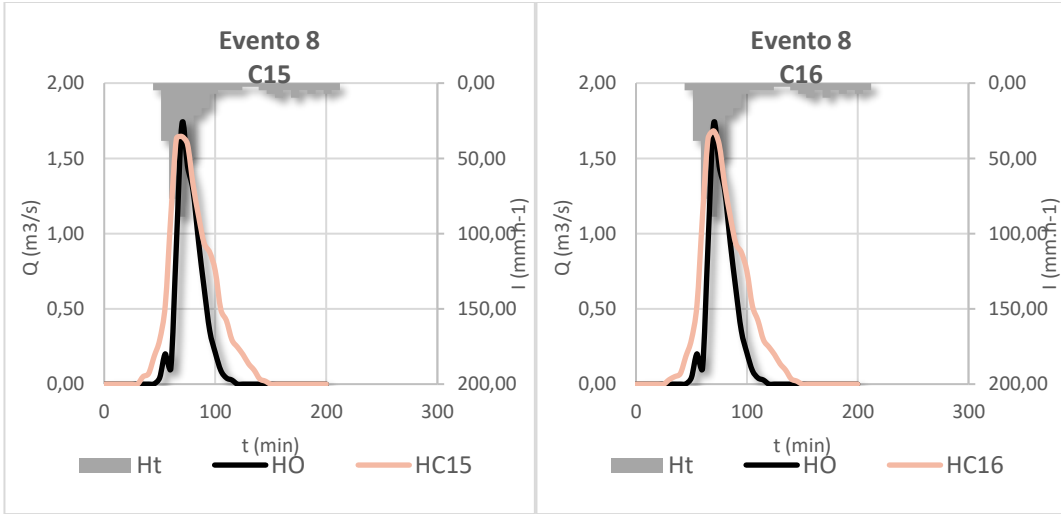
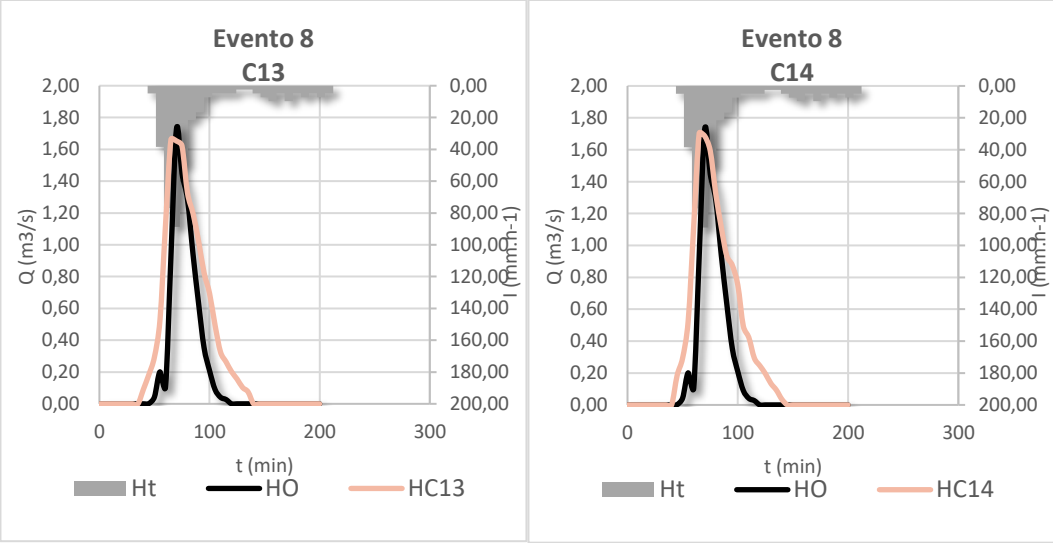


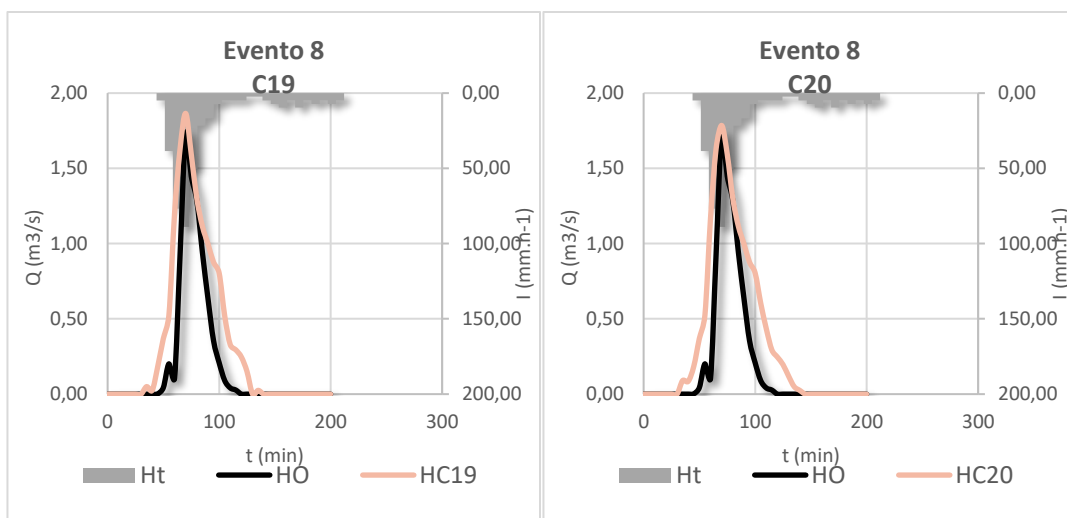
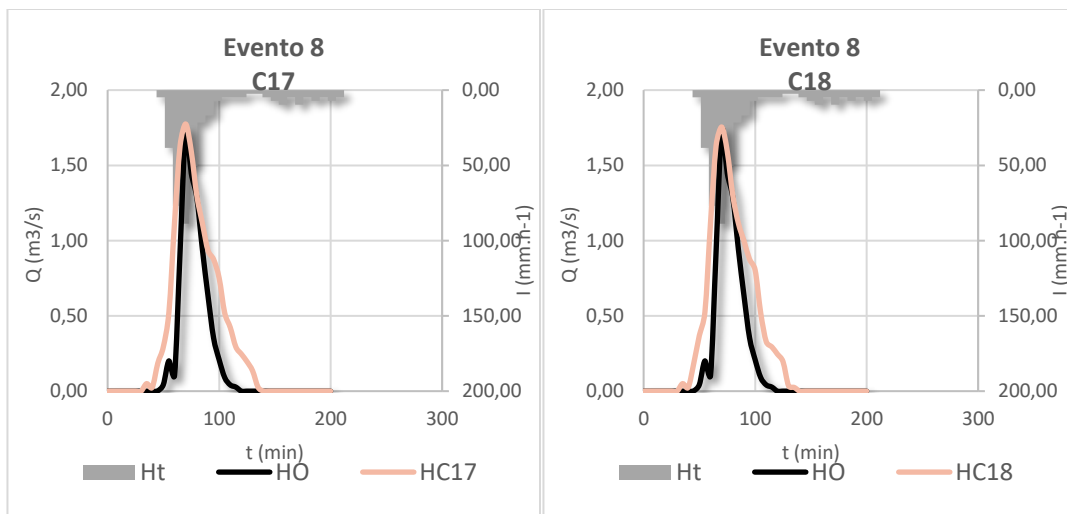
HIDROGRAMAS DO EVENTO 8

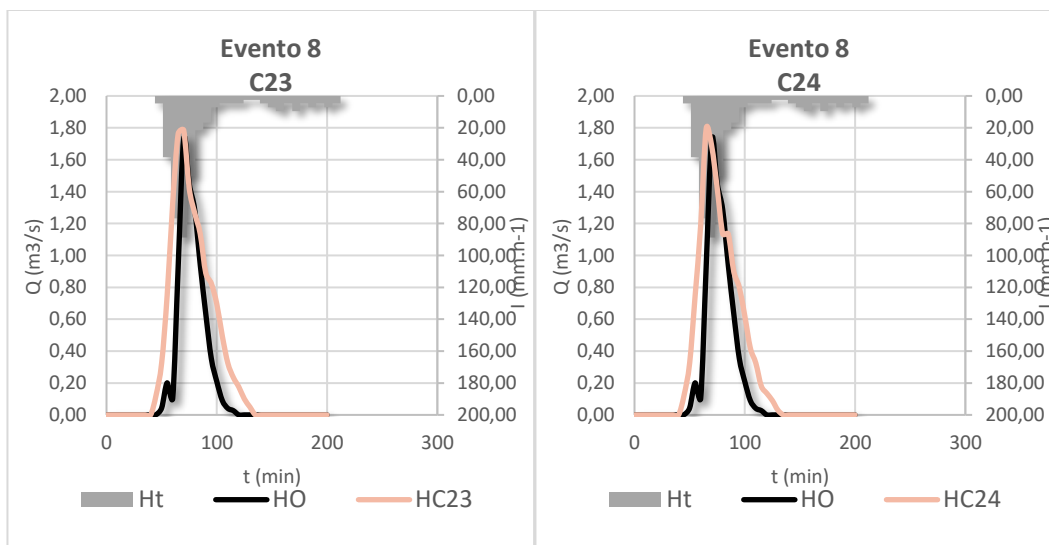
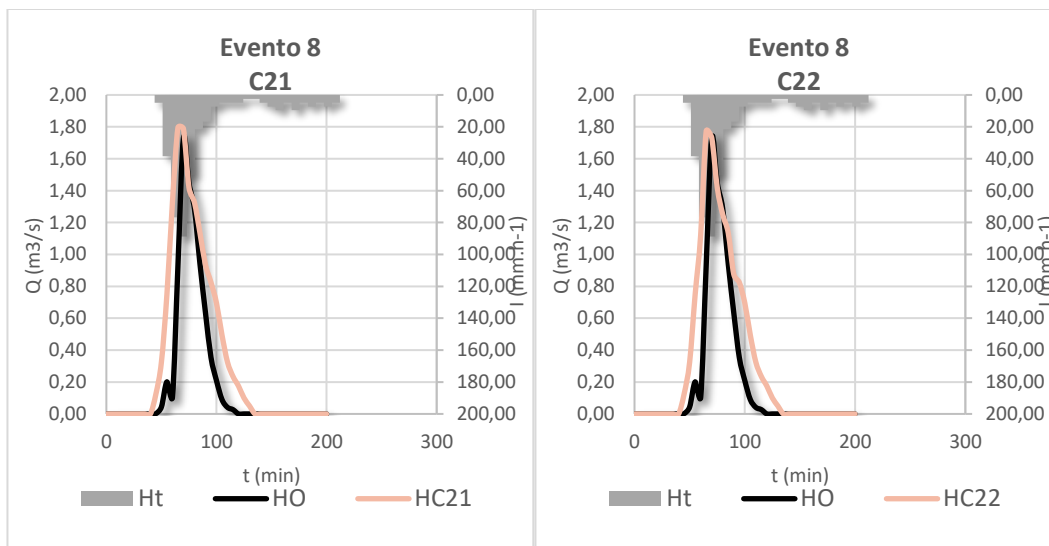












Apêndice D - Resultados do Teste t pareado para o CNS

CNS			p-valor	Dif.
Efeito resolução espacial				
c1	c2	completo	0,939	-0,0125
c1	c3	completo	0,5126	0,042741
c2	c3	completo	0,5802	-0,02616
c4	c5	sem TC	0,5004	-0,20351
c4	c6	sem TC	0,5328	0,038904
c5	c6	sem TC	0,2155	-0,07186
c7	c8	sem EC	0,9	-0,15
c7	c9	sem EC	0,1217	-0,0325
c8	c9	sem EC	0,9622	-0,00125
c10	c11	sem IA	0,3219	0,035
c10	c12	sem IA	0,5126	0,042741
c11	c12	sem IA	0,5802	-0,02616
c13	c14	apenas TB	0,8857	0,0025
c13	c15	apenas TB	0,1337	0,02875
c14	c15	apenas TB	0,2153	0,02625
c16	c17	apenas TC	0,01205	0,0425
c16	c18	apenas TC	0,03634	0,04125
c17	c18	apenas TC	0,939	-0,0125
c22	c23	apenas EC	0,05073	0,06125
c23	c24	apenas EC	0,499	-0,15
c19	c20	apenas IA	0,1705	-0,015
c19	c21	apenas IA	0,002033	0,0475
c20	c21	apenas IA	0,000877	0,0625
Efeito TC (retirada)				
c1	c4	5 m	0,09654	0,094906
c2	c5	10 m	0,6748	0,01625
c3	c6	30 m	0,5802	-0,02616
Efeito TC (somente)				
c13	c16	5 m	0,03421	-0,0725
c14	c17	10 m	0,1217	-0,0325
c15	c18	30 m	0,04747	-0,06
Efeito IA (retirada)				
c1	c10	5 m	0,1938	-1,96
c2	c11	10 m	0,9906	0,0125

c3	c12	30 m	0,6787	-0,35875
Efeito EC (retirada)				
c1	c7	5 m	0,3045	0,03875
c2	c8	10 m	0,1938	-1,96
c3	c9	30 m	0,53	-0,20601
Efeito IA (somente)				
c13	c19	5 m	0,6748	0,01625
c14	c20	10 m	0,9622	-0,00125
c15	c21	30 m	0,3219	0,035
Efeito EC (somente)				
c13	c22	5 m	0,5969	-0,02
c14	c23	10 m	0,3045	0,03875
c15	c24	30 m	0,9587	-0,0025
Efeito TC, IA e EC (retirada)			p-value	média difer.
c1	c13	5 m	0,003365	0,142088
c2	c14	10 m	0,09654	0,094906
c3	c15	30 m	0,5004	-0,20351
Efeito IA e EC (retirada)				
c1	c16	5 m	0,1289	0,069588
c2	c17	10 m	0,1793	0,062406
c3	c18	30 m	0,403	-0,26351
Efeito TC e EC (retirada)				
c1	c19	5 m	0,009586	0,158338
c2	c20	10 m	0,07743	0,093656
c3	c21	30 m	0,5977	-0,16851
Efeito TC e IA (retirada)				
c1	c22	5 m	0,02886	0,122088
c2	c23	10 m	0,03746	0,133656
c3	c24	30 m	0,53	-0,20601
Efeito IA e EC (adicionado)				
c4	c13	5 m	0,005058	0,13801
c5	c14	10 m	0,02584	0,137111
c6	c15	30 m	0,1288	0,0975
Efeito TC e EC (adicionado)				
c10	c13	5 m	0,03565	0,096402
c11	c14	10 m	0,5328	0,038904
c12	c15	30 m	0,2155	-0,07186
Efeito TC e IA (adicionado)				
c7	c13	5 m	0,05146	0,095264

c8	c14	10 m	0,5126	0,042741
c9	c15	30 m	0,5802	-0,02616

Apêndice E - Resultado do Teste t pareado para ER_{QP}

ERQP			p-valor	Dif.
Efeito resolução espacial				
c1	c2	completo	0,8027	-0,47875
c1	c3	completo	0,7586	-0,4475
c2	c3	completo	0,1938	-1,96
c4	c5	sem TC	0,9906	0,0125
c4	c6	sem TC	0,6787	-0,35875
c5	c6	sem TC	0,07468	-1,39125
c7	c8	sem EC	0,5802	-0,02616
c7	c9	sem EC	0,9906	0,0125
c8	c9	sem EC	0,8027	-0,47875
c10	c11	sem IA	0,5126	0,042741
c10	c12	sem IA		
c11	c12	sem IA		
c13	c14	apenas TB	0,06991	-3,1375
c13	c15	apenas TB	0,3704	-1,1825
c14	c15	apenas TB	0,2359	1,955
c16	c17	apenas TC	0,7642	0,4425
c16	c18	apenas TC	0,2738	1,62125
c17	c18	apenas TC	0,4059	1,17875
c22	c23	apenas EC	0,8027	-0,47875
c22	c24	apenas EC	0,4698	1,83875
c23	c24	apenas EC	0,314	2,3175
c19	c20	apenas IA	0,3555	1,735
c19	c21	apenas IA	0,2191	1,585
c20	c21	apenas IA	0,9	-0,15
Efeito TC (retirada)				
c1	c4	5 m	0,9	-0,15
c2	c5	10 m	0,9906	0,0125
c3	c6	30 m	0,06991	-3,1375
Efeito IA (retirada)				
c1	c10	5 m	0,7642	0,4425
c2	c11	10 m	0,8027	-0,47875
c3	c12	30 m	0,5126	0,042741
Efeito EC (retirada)				
c1	c7	5 m	0,9906	0,0125

c2	c8	10 m	0,6787	-0,35875
c3	c9	30 m	0,6331	0,61
Efeito TC (somente)				
c13	c16	5 m	0,07468	-1,39125
c14	c17	10 m	0,0753	2,18875
c15	c18	30 m	0,283	1,4125
Efeito IA (somente)				
c13	c19	5 m	0,1891	-2,1575
c14	c20	10 m	0,1314	2,715
c15	c21	30 m	0,6331	0,61
Efeito EC (somente)				
c13	c22	5 m	0,2134	-3,10625
c14	c23	10 m	0,7586	-0,4475
c15	c24	30 m	0,8719	-0,085
Efeito TC, IA e EC (retirada)			p-value	média difer.
c1	c13	5 m	0,8404	0,1975
c2	c14	10 m	0,1227	-2,7025
c3	c15	30 m	0,2856	-0,96875
Efeito IA e EC (retirada)				
c1	c16	5 m	0,2584	-1,19375
c2	c17	10 m	0,5535	-0,51375
c3	c18	30 m	0,7341	0,44375
Efeito TC e EC (retirada)				
c1	c19	5 m	0,1938	-1,96
c2	c20	10 m	0,9906	0,0125
c3	c21	30 m	0,6787	-0,35875
Efeito TC e IA (retirada)				
c1	c22	5 m	0,162	-2,90875
c2	c23	10 m	0,1487	-3,15
c3	c24	30 m	0,4007	-1,05375
Efeito IA e EC (adicionado)				
c4	c13	5 m	0,5429	1,080875
c5	c14	10 m	0,1515	-2,5625
c6	c15	30 m	0,8119	-0,35375
Efeito TC e EC (adicionado)				
c10	c13	5 m	0,7987	-0,1975
c11	c14	10 m	0,04111	-3,20125
c12	c15	30 m	0,5321	-0,78625
Efeito TC e IA (adicionado)				

c7	c13	5 m	0,6953	0,56375
c8	c14	10 m	0,4556	-1,43738
c9	c15	30 m	0,7254	0,6175
