

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA

DÁRIO MACEDO LIMA

**APLICAÇÃO DO MDE DE ALTA RESOLUÇÃO ESPACIAL EM UMA
ABORDAGEM DISTRIBUÍDA DO MODELO NRCS-CN-HUT**

JOÃO PESSOA

2017

DÁRIO MACEDO LIMA

**APLICAÇÃO DO MDE DE ALTA RESOLUÇÃO ESPACIAL EM UMA
ABORDAGEM DISTRIBUÍDA DO MODELO NRCS-CN-HUT**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Coordenação do curso de Engenharia Civil da Universidade Federal da Paraíba – UFPB, como pré-requisito para obtenção do título de Bacharel em Engenharia Civil.

Orientador: Prof. Dr. Adriano Rolim da Paz

JOÃO PESSOA

2017

L732a Lima, Dário Macedo

Aplicação do MDE de alta resolução espacial em uma abordagem distribuída do modelo NRCS-CN-HUT./ Dário Macedo Lima. – João Pessoa, 2017.

88f. il.:

Orientador: Prof. Dr. Adriano Rolim da Paz.

Monografia (Curso de Graduação em Engenharia Civil) Campus I - UFPB / Universidade Federal da Paraíba.

1. Modelos hidrológicos distribuídos 2. Modelo NRCS-CN--HUT 3. SIG 4. Resolução espacial 5. Modelo Digital de Elevação I. Título.

BS/CT/UFPB

CDU: 2.ed. 556 (043)

FOLHA DE APROVAÇÃO

DÁRIO MACEDO LIMA

APLICAÇÃO DO MDE DE ALTA RESOLUÇÃO ESPACIAL EM UMA ABORDAGEM DISTRIBUÍDA DO MODELO NRCS-CN-HUT

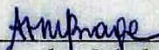
Trabalho de Conclusão de Curso em 30/11/2017 perante a seguinte Comissão Julgadora:



Adriano Rolim da Paz

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental do CT/UFPB

APROVADO



Ana Cláudia Fernandes Medeiros Braga

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental do CT/UFPB

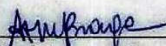
APROVADO



Francisco Jacome Sarmento

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental do CT/UFPB

APROVADO



Profª. Ana Cláudia Fernandes Medeiros Braga

Matrícula Siape: 1668619

Coordenadora do Curso de Graduação em Engenharia Civil

Dedico esse trabalho ao meu avô Deoclécio, agricultor sertanejo, que superou as dificuldades de uma terra seca e as injustiças de um país que não olha para os pobres. O que ficou foi a saudade e a esperança do reencontro.

AGRADECIMENTOS

A Cristo primeiramente, que em seu amor misericordioso, permitiu que eu chegasse até aqui, mesmo em meio a tantas adversidades.

Aos meus pais Valdete e Osvaldo, pelo apoio me deram durante toda a caminhada.

Ao professor Adriano Rolim da Paz, por ter me despertado para a ciência e por quem tenho grande admiração e respeito.

A todos os colegas da graduação e pós-graduação do grupo de pesquisa do professor Adriano Rolim, e em especial à mestranda Sarah Veeck, por ter me ajudado imensamente na realização desse trabalho.

À professora Elisângela Maria Rodrigues Rocha, pelas orientações e sugestões.

Aos professores Francisco Jacome Sarmiento e Ana Cláudia Fernandes Medeiros Braga, por terem aceitado participar da banca e por terem contribuído para o trabalho.

A todos os professores e colegas e do curso de Engenharia Civil, pelos anos de convivência e companheirismo.

A todos os colegas da Companhia de Desenvolvimento da Paraíba (CINEP), pela amizade, convivência e apoio.

Ao Laboratório de Computação Gráfica (LABGRAPH) do Centro de Tecnologia da UFPB, que serviu de base para realização do estudo realizado nesse trabalho.

À UFPB, por ter me proporcionado ensino público gratuito de qualidade e por seu papel social na democratização do conhecimento e na redução das desigualdades.

RESUMO

O modelo NRCS-CN-HUT é uma das técnicas mais empregadas no mundo para simulação de hidrogramas de cheias de projeto de obras hidráulicas e no estabelecimento do risco de enchente em um determinado local. No entanto, esse modelo é limitado pelo fato de não conseguir reproduzir a variabilidade espacial das características da bacia hidrográfica. Uma alternativa à essa limitação é o desenvolvimento de uma abordagem distribuída do modelo. Nessa abordagem a bacia pode ser subdividida em vários módulos ou células, onde cada elemento contém um valor distinto para um parâmetro hidrológico relacionado ao uso do solo e à topografia, por exemplo. Dentro de cada um desses módulos são aplicadas as equações do método NRCS tradicional e o hidrograma de cheia para a bacia é obtido através do somatório das contribuições de vazão advindas de todas as células. Para acessar informações sobre topografia essa abordagem utiliza os dados do Modelo Digital de Elevação (MDE), que representa o terreno na forma de uma imagem *raster* georreferenciada onde cada pixel possui como atributo o valor da cota do terreno naquele ponto. Muitos estudos aplicados em outros modelos distribuídos sugerem que o tamanho desse pixel afeta significativamente os resultados da modelagem. Por essa razão, esse trabalho teve como objetivo avaliar o desempenho do modelo NRCS-CN-HUT distribuído quando submetido a um MDE de alta resolução espacial (1 m), obtido pela tecnologia LiDAR. Para tanto, foram simulados os hidrogramas de cheia para 9 eventos reais de precipitação ocorridos em uma pequena bacia de 6 km², denominada Bacia Hidrográfica Saint Hilaire (BHSH), localizada em Porto Alegre-RS. Esses hidrogramas simulados foram comparados com os dados de vazão observados, o que possibilitou identificar alguns comportamentos: significativa sensibilidade do modelo às considerações sobre perdas iniciais; boa previsibilidade quanto à vazão de pico; tendência de diminuição no tempo de pico; erros consideráveis na estimativa do volume total escoado. Apesar de representar a topografia com maior fidelidade, a simulação com dados demasiadamente detalhados exigiu grande capacidade de armazenamento e elevado tempo de processamento computacional.

Palavras-chave: Modelos hidrológicos distribuídos; Modelo NRCS-CN-HUT; SIG; Resolução espacial; Modelo Digital de Elevação (MDE)

ABSTRACT

The NRCS-CN-HUT model is one of the most widely used technique for estimating runoff hydrographs. Despite of this, this model does not explicitly account for the spatially distributed nature of watershed properties. An alternative to this limitation is the development of a distributed approach based on this model. In this approach, the watershed can be divided into cells with distinct hydrologic parameter value, related to land cover or topography, for example, and inside each of these cells can be applied the equations from the NRCS model. The runoff hydrograph in the watershed outlet is obtained by the sum of the flow rate from all contributing cells. To access topography data this distributed method use the Digital Elevation Model (DEM) that represents the terrain surface by raster image where each pixel has the information about the surface elevation. A lot of studies affirms that this pixel size has a significant impact on the hydrologic simulation results. Because of this, in this study was evaluated the performance of the distributed approach of NRCS-CN-HUT by using a high resolution DEM (1 m), obtained from LiDAR technology. Therefore, the runoff hydrograph was simulated to 9 real rainfall events occurred in the Saint Hilaire Watershed, located in Porto Alegre city, south of Brazil. This watershed drains about 6 km². The simulated runoff hydrographs were compared to the observed flow rate data. So, were identified some hydrograph characteristics: significantly model sensibility to considerations of initial abstraction of rainfall; accurately prediction of peak flow; underpredicted time to peak; considerable errors in total simulated volume. Despite of the fact that higher resolution DEMs provide more accurate terrain representation, the hydrologic simulation with this so detailed data required considerable demands of data storage space and computation ability.

Keywords: Distributed Hydrologic Modeling; NRCS-CN-HUT model; GIS; Spatial Resolution; Digital Elevation Model (DEM)

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – RESPOSTA DE UMA BACIA A UM EVENTO DE CHUVA	18
FIGURA 2 - CLASSIFICAÇÃO QUANTO À DISCRETIZAÇÃO ADOTADA PELO MODELO: (a) CONCENTRADO; (b) DISTRIBUÍDO POR SUB-BACIAS; (c) DISTRIBUÍDO POR MÓDULOS	20
FIGURA 3 - REPRESENTAÇÃO TRADICIONAL DE UM MDE	22
FIGURA 4 - (a) DIREÇÕES DE FLUXO POSSÍVEIS PARA UM DETERMINADO PIXEL E (b) DIREÇÃO DE FLUXO ESCOLHIDA EM FUNÇÃO DA MAIOR DECLIVIDADE ..	23
FIGURA 5 - OBTENÇÃO DE HIDROGRAMA, EM CONTEXTO GEOGRÁFICO: (a) EM UMA CÉLULA; (b) NA LINHA DE FLUXO (CAMINHO DO ESCOAMENTO); (c) NA BACIA.....	24
FIGURA 6 - COMPARAÇÃO ENTRE RESOLUÇÕES ESPACIAIS DO MDE	26
FIGURA 7 - SISTEMA DE VARREDURA A LASER PARA OBTENÇÃO DO MDE	26
FIGURA 8 - FORMA DO HUT DO NRCS	35
FIGURA 9 - PRINCÍPIO DA PROPORCIONALIDADE NA TEORIA DO HU	37
FIGURA 10 - PRINCÍPIO DA SUPERPOSIÇÃO NA TEORIA DO HIDROGRAMA UNITÁRIO.....	38
FIGURA 11 - HUT DO NRCS DISCRETIZADO	39
FIGURA 12 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA BACIA HIDROGRÁFICA SAINT HILAIRE	43
FIGURA 13 - MDE COM RESOLUÇÃO ESPACIAL DE 1 M DA REGIÃO ONDE ESTÁ INSERIDA A BSHS.....	44
FIGURA 14 - DELIMITAÇÃO DA BSHS E DEFINIÇÃO DA REDE DE DRENAGEM ..	45
FIGURA 15 - USO E COBERTURA DO SOLO NA BSHS.....	46
FIGURA 16 - USO DO SOLO NA BSHS: PORCENTAGEM EM RELAÇÃO À ÁREA TOTAL DA BACIA.....	47
FIGURA 17 - REDE DE PLUVIÓGRAFOS (P) E LINÍGRAFOS (H) IMPLANTADOS NA BACIA DO ARROIO DILÚVIO	48
FIGURA 18 - FLUXOGRAMA DO MODELO NRCS-CN-HUT DISTRIBUÍDO	49
FIGURA 19 - COMPRIMENTO L AO LONGO DO ESCOAMENTO DENTRO DO PIXEL	52
FIGURA 20 - BSHS: DIVISÃO DA REDE DE DRENAGEM EM SUBTRECHOS HOMOGÊNEOS	55

FIGURA 21 - SEÇÃO TRANSVERSAL ADOTADA EM TODOS OS TRECHOS DA REDE DE DRENAGEM.....	57
FIGURA 22 - VALORES DE CN POR PIXEL NA BSH: a) AMC I; b) AMC II; c) AMC III	60
FIGURA 23 - BSH: DECLIVIDADE POR PIXEL	62
FIGURA 24 - EVENTO I:TEMPO DE DESLOCAMENTO DO PIXEL ATÉ O EXUTÓRIO	63
FIGURA 25 – EVENTO I: CHUVA EXCEDENTE ACUMULADA TOTAL POR PIXEL ($\lambda = 0.07$).....	63
FIGURA 26 - HIDROGRAMA RESULTANTE: EVENTOS A, B, C E D.....	68
FIGURA 27 - HIDROGRAMA RESULTANTE: EVENTOS E, F, G E H.	69
FIGURA 28 - HIDROGRAMA RESULTANTE: EVENTO I.....	70
FIGURA 29 – EXEMPLO: MAPA DE DELIMITAÇÃO DA BACIA	77
FIGURA 30 – EXEMPLO: MAPA DO TRAÇADO DA REDE DE DRENAGEM	78
FIGURA 31 - EXEMPLO: CÁLCULO DO TEMPO DE DESLOCAMENTO DO PIXEL EM LARANJA	78
FIGURA 32 - EXEMPLO: MAPA DE USO SOLO.....	79
FIGURA 33 - EXEMPLO: DIREÇÃO DO FLUXO	79
FIGURA 34 - EXEMPLO: CÁLCULO DA DECLIVIDADE (S)	80
FIGURA 35 - EXEMPLO: CÁLCULO DO TEMPO DE DESLOCAMENTO DO PIXEL P2	81
FIGURA 36 - EXEMPLO: CN E CHUVA EXCEDENTE POR PIXEL.....	82
FIGURA 37 - EXEMPLO: EVENTO DE PRECIPITAÇÃO HIPOTÉTICO	83
FIGURA 38 - EXEMPLO: CHUVA EXCEDENTE EM UM PIXEL	84
FIGURA 39 - EXEMPLO: CÁLCULO DO HU PARA O PIXEL P1	85
FIGURA 40 - EXEMPLO: HUT DO PIXEL P1	86
FIGURA 41 - EXEMPLO: HIDROGRAMA RESULTANTE DO PIXEL P1	87
FIGURA 42 - EXEMPLO: HIDROGRAMA RESULTANTE DE UM BACIA COM 3 PIXELS.....	88

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - OS QUATRO GRUPOS HIDROLÓGICOS DE SOLO CONSIDERADOS NO MÉTODO NRCS-CN PARA A DETERMINAÇÃO DO PARÂMETRO CN	31
TABELA 2 - VALORES DO PARÂMETRO CN PARA DIFERENTES CONDIÇÕES DE COBERTURA VEGERAL, USO E TIPOS DE SOLOS EM BACIAS URBANAS PARA A CONDIÇÃO DE UMIDADE ANTECEDENTE II	32
TABELA 3 - CONDIÇÕES DE UMIDADE ANTECEDENTE DO SOLO PARA A DETERMINAÇÃO DO PARÂMETRO CN	32
TABELA 4 - CORREÇÃO DOS VALORES DE CN DE ACORDO COM A UMIDADE ANTECEDENTE	33
TABELA 5 - RELAÇÕES ENTRE TEMPO (t) E VAZÃO (q(t)) OBTIDAS A PARTIR DA DISCRETIZAÇÃO DE UM HU A FIM DE EXEMPLIFICAR UM PROCESSO DE CONVOLUÇÃO	39
TABELA 6 - RELAÇÃO ENTRE TEMPO (t) E PRECIPITAÇÃO EXCEDENTE (P(t)) A FIM DE EXEMPLIFICAR UM PROCESSO DE CONVOLUÇÃO.....	39
TABELA 7 - HIDROGRAMA OBTIDO PELA PRECIPITAÇÃO EXCEDENTE P1	40
TABELA 8 - EXEMPLO DE UM PROCESSO DE CONVOLUÇÃO	40
TABELA 9 - EVENTOS DE CHUVA E VAZÃO OBSERVADOS NA BSHS.....	48
TABELA 10 - ROTINA EM LINGUAGEM FORTRAN PARA APLICAÇÃO DO MODELO NRCS-CN-HUT DISTRIBUÍDO.....	50
TABELA 11 - COEFICIENTE DE MANNING (n) ADOTADOS	51
TABELA 12 - EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO OBSERVADOS NA BSHS: LÂMINA P ₂₄	53
TABELA 13 - BSHS: CARACTERÍSTICAS DOS TRECHOS HOMOGÊNEOS.....	55
TABELA 14 - COEFICIENTE DE MANNING (n) PARA ESCOAMENTO EM CANAL ..	56
TABELA 15 - DETERMINAÇÃO DO AMC DOS EVENTOS OBSERVADOS	59
TABELA 16 - COMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS OBSERVADOS E OS RESULTADOS OBTIDOS PELO MODELO NRCS-CN-HUT COM λ CALIBRADO	64
TABELA 17 - COMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS OBSERVADOS E OS RESULTADOS OBTIDOS PELO MODELO NRCS-CN-HUT COM λ PADRÃO	65
TABELA 18 – EXEMPLO DE CÁLCULO DA CHUVA EXCEDENTE EM UM PIXEL ...	83
TABELA 19 - EXEMPLO: CONVOLUÇÃO PARA O CÁLCULO DO HIDROGRAMA DO PIXEL P1.....	87

TABELA 20 - EXEMPLO: SUPERPOSIÇÃO DOS HIDROGRAMAS DOS PIXELS NO EXUTÓRIO DA BACIA	88
--	----

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	18
2.1 MODELOS CHUVA-VAZÃO	18
2.1.1 Modelos Hidrológicos Distribuídos	20
2.1.1.1 Modelo do balaço hídrico local	21
2.1.1.2 Modelo de transferência	22
2.1.1.3 Integração entre os modelos distribuídos e a tecnologia SIG.....	24
2.1.1.4 Tecnologia LiDAR na obtenção do MDE	25
2.1.1.5 Efeitos do MDE de alta resolução em modelos distribuídos.....	27
2.2 MODELO NRCS-CN-HUT	27
2.2.1 Determinação da chuva excedente	28
2.2.2 Propagação do escoamento na bacia	33
2.2.2.1 Teoria do Hidrograma Unitário	33
2.2.2.2 Hidrograma Unitário Sintético Triangular do NRCS	34
2.2.2.3 Princípio da proporcionalidade.....	36
2.2.2.4 Princípio da Superposição	37
2.2.2.5 Convolução.....	38
2.3 ABORDAGENS DISTRIBUÍDAS DO MÉTODO NRCS-CN.....	41
2.4 ABORDAGENS DISTRIBUÍDAS DA TEORIA DO HIDROGRAMA UNITÁRIO	41
3 METODOLOGIA.....	43
3.1 ÁREA DE ESTUDO	43
3.2 DADOS INICIAIS DISPONÍVEIS.....	44
3.2.1 MDE	44
3.2.2 Direções de fluxo.....	44
3.2.3 Definição da rede de drenagem e delimitação da bacia.....	45
3.2.4 Tipo de solo	46
3.2.5 Uso e cobertura do solo	46
3.2.6 Dados observados de precipitação e vazão.....	47
3.3 MODELO NRCS-CN-HUT DISTRIBUÍDO.....	48
3.3.1 Visão geral.....	49
3.3.2 Cálculo do tempo de deslocamento da água no pixel.....	50
3.3.2.1 Pixels de escoamento em superfície	50

3.3.2.2 Pixels de escoamento em canal	54
3.3.2 Cálculo da chuva excedente no pixel	57
3.3.2.1 Tipo de solo e condição de uso e ocupação do solo no pixel	58
3.3.2.2 Umidade antecedente do solo (AMC)	58
3.3.2.3 Determinação do CN por pixel.....	59
3.3.2.4 Ajuste do parâmetro λ para estimativa das perdas iniciais	60
3.3.3 Cálculo do hidrograma de cheia	60
3.3.3.1 Cálculo do HU do pixel.....	60
3.3.3.2 Cálculo do hidrograma do pixel	61
3.3.3.3 Cálculo do hidrograma da bacia	61
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	62
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	71
REFERÊNCIAS.....	73
APÊNDICE A – PASSOS DE CÁLCULO DA ROTINA COMPUTACIONAL	77

1 INTRODUÇÃO

A estimativa da vazão máxima que pode ocorrer em um curso d'água é importante, isso porque, a partir da vazão máxima, são feitas previsões, controle e atenuação de enchentes; são desenvolvidos projetos de obras hidráulicas de drenagem urbana tais como condutos, canais e bueiros; e é feito o dimensionamento de perímetros de irrigação, diques e extravasores de barragens, entre outros. (TUCCI, 1997). De acordo com a *American Water Works Association* (AWWA) (1966 apud TUCCI, 1997), aproximadamente 20% das falhas de 193 barragens estavam relacionadas ao subdimensionamento dos vertedores.

Para se estimar a vazão máxima podem ser aplicados métodos estatísticos baseados em séries observadas de vazão. No entanto, dados observados de vazão costumam ser raros. (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013). Por isso, são utilizados os modelos de transformação chuva-vazão, que a partir de um evento crítico de precipitação construído artificialmente, estimam a vazão do rio na seção de interesse, através da reprodução das fases do ciclo hidrológico entre a precipitação e o escoamento.

Existe uma grande variedade de modelos chuva-vazão, que vão desde modelos bastante simplificados, como o método Racional, largamente utilizado em projetos de drenagem para estimar a vazão em pequenas bacias, até modelos com dados de entrada distribuídos, que consideram a variabilidade espacial das propriedades da bacia. (KAISER, 2006).

Dentre os modelos mais utilizados para estimar a vazão a partir de um evento de precipitação está aquele que utiliza conjuntamente os métodos NRCS-CN e NRCS-HUT, ambos desenvolvidos pelo Serviço de Conservação dos Recursos Naturais (NRCS), antigo Serviço de Conservação do Solo (SCS), agência ligada ao Departamento de Agricultura dos Estados Unidos.

O método NRCS-CN é utilizado para estimar a chuva efetiva ou chuva excedente, que corresponde à parcela da precipitação que se transformará em escoamento superficial. Essa estimativa é baseada em um único parâmetro, relacionado às características do solo e da ocupação da bacia, denominado Curva Número (CN). (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

A partir da estimativa da chuva excedente pelo método NRCS-CN, tradicionalmente costuma-se aplicar o método NRCS-HUT para estimar o hidrograma de cheia na bacia, que tem como base a determinação do Hidrograma Unitário (HU), que representa a resposta da bacia, em termos de vazão, a uma precipitação excedente unitária.

Apesar de amplamente utilizada, a teoria do HU é limitada, pois não considera a variabilidade espacial das propriedades da bacia. (MAIDMENT et al., 1996). Isso significa que o HU é um modelo concentrado, porque transforma a chuva em vazão sem representar explicitamente a distribuição interna do escoamento dentro da bacia. (MAIDMENT, 1993). Num modelo concentrado os dados de entrada e os parâmetros representativos da bacia são considerados valores médios, válidos para toda a área de estudo. (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013). Adicionalmente, o método NRCS-CN, também foi originalmente concebido como um modelo concentrado. (PONCE; HAWKINS, 1996).

No entanto, a atual disponibilidade de dados espacialmente distribuídos de topografia, tipos de solo, uso e cobertura do solo, o uso dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG), e o aumento da capacidade computacional, têm acelerado o desenvolvimento de abordagens distribuídas do método NRCS-CN, apresentadas por Grove, Harbor e Engel (1998), Melesse e Graham (2004) e Jena et al. (2012), como também tem originado concepções distribuídas da teoria do HU, relatadas nos trabalhos de Maidment (1993), Maidment et al. (1996), Muzik (1995) e Ajward (1996).

Nos modelos distribuídos, a bacia hidrográfica pode ser subdividida em várias células ou módulos, em que cada elemento contém um valor distinto para certo parâmetro hidrológico, relacionado à topografia, natureza e uso do solo por exemplo. Esse parâmetro expressa as características do local que o elemento representa. (ZUAZO, GIRONÁS, NIEMANN, 2014).

Para acessar informações sobre a topografia, os modelos hidrológicos distribuídos (MHDs) costumam utilizar o Modelo Digital de Elevação (MDE), que armazena os dados topográficos a partir da utilização de uma grade ou matriz em que cada elemento contém um valor que corresponde à altitude local. (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013). A representação mais tradicional de um MDE é através de uma imagem raster, onde cada pixel tem como atributo o valor de elevação do terreno em relação a um determinado referencial. (BURROUGH; MCDONNELL, 1998, apud PAZ; COLLISCHONN, 2008).

Uma das mais importantes propriedades de um MDE é a sua resolução espacial, que pode ser definida como o tamanho do pixel em unidades reais do terreno. Um MDE com resolução espacial de 90 metros corresponde a uma imagem cujos pixels, que são quadrados, possuem o lado com extensão igual a 90 metros em unidades reais do terreno.

De acordo com Murphy et al. (2008), nos modelos hidrológicos, a resolução espacial do MDE tem maior impacto nos resultados obtidos do que o método pelo qual o MDE foi produzido. Em seus estudos, Zhang e Montgomery (1994) afirmam que o tamanho do pixel

afeta significativamente a simulação hidrológica e recomendam utilizar uma resolução espacial de 10 metros na modelagem hidrológica.

Um MDE de alta resolução de uma bacia urbana poderia ter uma resolução espacial de 2 metros, por exemplo. Em grandes bacias rurais, costuma-se utilizar o MDE com resolução mais baixa e segundo Collischonn e Dornelles (2013), uma resolução de 100 metros seria adequada nos estudos hidrológicos. Murphy et al. (2008) classificam como MDE de alta resolução aqueles cuja resolução espacial seja menor do que 20 m.

Uma alta resolução do MDE implica em uma representação do terreno mais precisa. Por outro lado, a obtenção um MDE de alta resolução pode ser cara e seu processamento requer considerável demanda por capacidade de armazenamento de dados e agilidade computacional.

Para obter MDEs com alta resolução, pode-se utilizar uma tecnologia de sensoriamento remoto denominada *Light Detection And Ranging* - LiDAR e que em português também é conhecida como Sistema de Varredura a Laser. Relativamente recente, ela emprega a varredura a laser a partir de um sensor aerotransportado para produzir dados topográficos detalhados (LONGLEY et al., 2015; GIONGO et al, 2010).

Nesse sentido, os MDEs obtidos pela tecnologia LiDAR tem grande potencial de aperfeiçoamento dos modelos hidrológicos distribuídos (MURPHY et al., 2008), uma vez que segundo muitos autores esses modelos têm se mostrado sensíveis à resolução espacial do MDE (ZHANG; MONTGOMERY, 1994; WOLOCK; PRICE, 1994). No entanto, outros autores como Yang et al. (2014), afirmam que altas resoluções espaciais não resultam necessariamente em modelagens hidrológicas mais precisas.

Nesse contexto, esse trabalho tem como objetivo avaliar o desempenho do modelo NRCS-CN-HUT Distribuído, quando submetido a uma resolução espacial do MDE de 1 m, obtido por tecnologia LiDAR. Esse modelo é baseado nos conceitos do método NRCS-CN-HUT, tradicionalmente empregado de forma concentrada, e vem sendo desenvolvido por um grupo de pesquisa composto por professores e alunos da graduação em Engenharia Civil e Engenharia Ambiental e da pós-graduação em Engenharia Civil e Ambiental e foi apresentado nos trabalhos de Lima (2015), Costa (2017), Silva (2017) e Serra (2017).

Para tanto, foram utilizados dados observados de chuva e vazão para 9 eventos de precipitação, ocorridos na Bacia Hidrográfica Saint Hilaire (BHSB), afluente do Arroio Dilúvio em Porto Alegre – RS. A partir dos dados de chuva, o hidrograma de cheia foi estimado pelo modelo NRCS-CN-HUT distribuído e comparado com o hidrograma observado. Dessa forma é possível avaliar o desempenho do modelo à alta resolução espacial do MDE (1 metro), obtido por sistema de varredura a laser (LiDAR).

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo geral

Avaliar o desempenho de uma abordagem distribuída do método NRCS-CN-HUT, quando submetida a uma resolução espacial do MDE de 1 m, obtido por tecnologia LiDAR.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Avaliar a sensibilidade dessa abordagem distribuída ao parâmetro λ de estimativa das perdas iniciais da precipitação;
- Analisar a influência das características do evento de precipitação nos hidrogramas gerados por essa abordagem distribuída;
- Avaliar a aplicabilidade da utilização do MDE com alta resolução espacial nessa abordagem distribuída.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

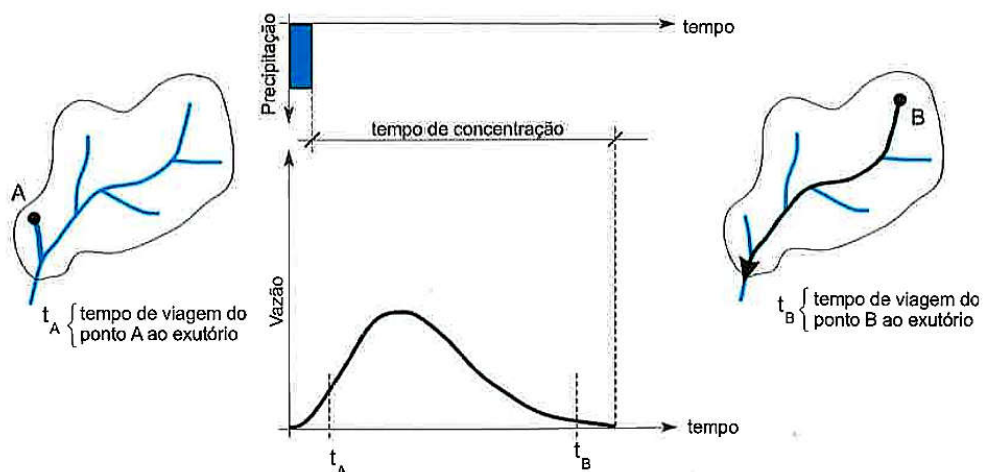
2.1 MODELOS CHUVA-VAZÃO

Uma bacia hidrográfica pode ser pensada como um sistema que transforma chuva em vazão. Essa transformação depende de diversas características da bacia hidrográfica, tais como solo, vegetação, topografia, entre outros e envolve tanto as modificações no volume total da água, uma vez que parte da chuva infiltra no solo ou pode retornar à atmosfera por evapotranspiração, como as modificações no tempo de ocorrência, pois existe um atraso na ocorrência da vazão em relação ao tempo de ocorrência da chuva. (MENDES; CIRILO, 2001; COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

Dessa forma, ao imaginar um pulso de chuva de curta duração, pode-se compreender a bacia como um sistema que transforma a entrada quase imediata em uma saída distribuída ao longo do tempo (FIGURA 1). Isso porque, a partir dos locais em que é gerado, o escoamento percorre um caminho, com velocidades variadas de acordo com características como declividade e o comprimento dos trechos percorridos.

Na FIGURA 1 é apresentado um gráfico que relaciona vazão e tempo (hidrograma) na saída da bacia (exutório), resultante de uma chuva efetiva. Imediatamente após, e mesmo durante a ocorrência da chuva, a vazão começa a aumentar devido à chegada da água advinda das regiões mais próximas ao exutório. Após algum tempo, é atingido o valor máximo e, finalmente, inicia uma recessão do hidrograma, quando a água da chuva efetiva gerada na região mais distante da bacia atinge o exutório.). (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

FIGURA 1 – RESPOSTA DE UMA BACIA A UM EVENTO DE CHUVA



FONTE: COLLISCHONN; DORNELLES (2013)

Para estimar esse hidrograma de resposta da bacia ao evento de precipitação, são utilizados os modelos chuva-vazão. Esses modelos representam a parte do ciclo hidrológico entre a precipitação e a vazão e devem descrever a distribuição espacial da precipitação, as perdas por interceptação, evaporação, depressão do solo, o fluxo através do solo pela infiltração, percolação e água subterrânea, escoamento superficial, sub-superficial e no rio. (TUCCI, 2005).

Dentre os principais usos dos modelos chuva-vazão estão (TUCCI, 2005; KAISER, 2006):

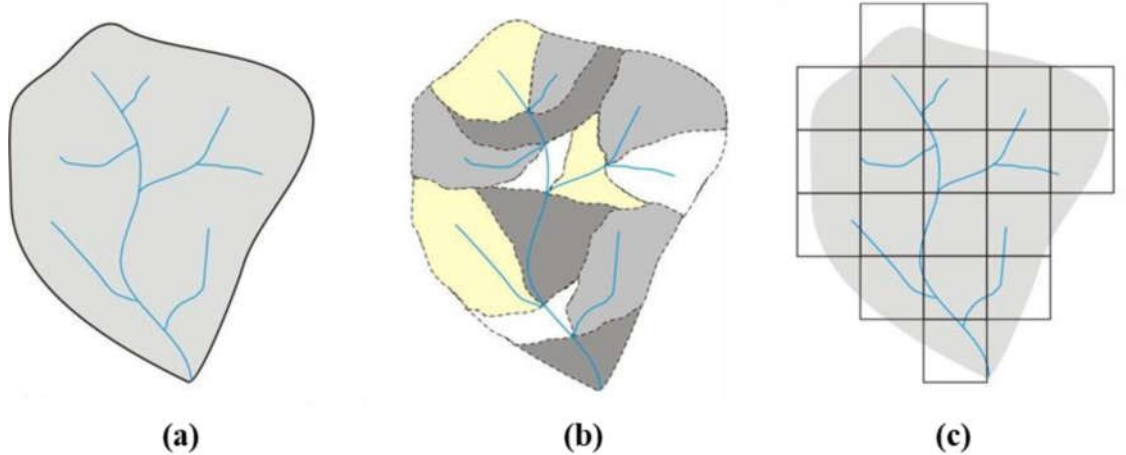
- Melhor compreender o comportamento dos fenômenos hidrológicos na bacia;
- Análise de consistência e preenchimento de falhas nos dados de vazão;
- Previsão de vazão em tempo real para o controle de cheias, operação de obras hidráulicas, navegação, etc.;
- Dimensionamento de obras hidráulicas;
- Estabelecimento do risco de enchente para um determinado local;
- Avaliação dos impactos na vazão de diferentes cenários futuros de uso e ocupação do solo, incluindo aí os efeitos do processo de urbanização.

Uma das principais características de um modelo chuva-vazão é o nível de discretização que ele adota. que está relacionado à subdivisão espacial para representar a bacia. De forma geral, os modelos adotam uma das seguintes estruturas para discretização (TUCCI, 2005; KAISER, 2006; PAZ et al., 2011):

- **Concentrado:** considera os dados de entrada e os parâmetros representativos da bacia como valores médios, válidos para toda área de estudo. Essa abordagem é aplicada em bacias pequenas, onde a distribuição espacial dos parâmetros e das variáveis não compromete os resultados (FIGURA 2a).
- **Distribuído por sub-bacias:** o modelo possibilita a subdivisão da bacia em sub-bacias. A subdivisão é realizada de acordo com a disponibilidade de dados, locais de interesse e variabilidade de parâmetros físicos da bacia. Geralmente os parâmetros e a precipitação são considerados uniformes em cada sub-bacia (FIGURA 2b).
- **Distribuído por módulos:** os dados de entrada e as características da bacia variam no espaço. Para tanto, divide-se a bacia em elementos ou módulos de iguais dimensões dispostos na forma de uma grade ou matriz. Dentro do módulo, calcula-se o balanço hídrico no solo, interceptação, evapotranspiração e propagação do escoamento, em seguida, os modelos simulam a propagação do escoamento entre

os módulos. A discretização por módulos busca um detalhamento maior que o anterior, a medida que os módulos possuem dimensões menores que as sub-bacias anteriores (FIGURA 2c).

FIGURA 2 - CLASSIFICAÇÃO QUANTO À DISCRETIZAÇÃO ADOTADA PELO MODELO: (a) CONCENTRADO; (b) DISTRIBUÍDO POR SUB-BACIAS; (c) DISTRIBUÍDO POR MÓDULOS



FONTE: Adaptado de PAZ et al. (2011)

2.1.1 Modelos Hidrológicos Distribuídos

Um modelo é considerado distribuído quando considera a variabilidade espacial das características físicas da bacia, como tipo de solo, cobertura vegetal e relevo (PAZ et al., 2011). Dessa forma, os Modelos Hidrológicos Distribuídos (MHDs) buscam representar melhor a realidade, já que numa bacia hidrográfica, características como uso e ocupação do solo, por exemplo, variam espacialmente. Nesse sentido, os MHDs se contrapõem aos modelos concentrados, onde as variáveis de entrada e de saída são representativas de toda área estudada, o que, segundo Mendes e Cirilo (2001), é uma simplificação muito grande da realidade.

No entanto, muitos autores criticam os MHDs pelo fato de utilizarem muito mais dados de entrada do que os modelos concentrados, tornando os processos de parametrização e validação mais trabalhosos. Em muitos casos, apesar de todo esse esforço, os resultados encontrados são ligeiramente melhores e algumas vezes até piores do que os resultados dos modelos empíricos ou concentrados. (MENDES; CIRILO, 2001).

Por outro lado, Beven (1985 apud MENDES; CIRILO, 2001) afirma que esses resultados ruins dos MHDs são explicados pela falta de conhecimento adequado sobre a variabilidade espacial dos dados e parâmetros ou por incorporá-los de maneira errada nos

modelos. Isso porque, a variabilidade espacial só pode ser incorporada se a natureza dessa variabilidade é conhecida.

De acordo com Abbott e Refsgaard (1996), os modelos concentrados tradicionais costumam ser adequados em boa parte dos estudos em recursos hídricos. No entanto, em muitas regiões consideradas problemáticas existe uma demanda por capacidade de previsão dos impactos da ação humana, onde costumam ser aplicados os MHDs.

Além de serem usualmente mais utilizados na análise do efeito de alterações no uso do solo, Tucci (2005) destaca que os modelos distribuídos costumam ser empregados para o entendimento integrado dos processos hidrológicos. Ainda de acordo com o autor, não existem evidências que demonstrem superioridade dos modelos distribuídos em relação aos demais, entretanto eles permitem uma análise mais criteriosa da influência das modificações que ocorrem na bacia.

O uso cada vez mais frequentes dos MHDs se deve a uma série de fatores (PAZ et al., 2011; MELESSE; GRAHAM, 2004):

- atual disponibilidade de dados espacialmente distribuídos de topografia, tipos de solo, uso e cobertura do solo;
- aumento da capacidade computacional de processamento de dados;
- crescente desenvolvimento e aprimoramento de novas tecnologias para coleta de dados
- forte tendência atual de passar da tradicional coleta de dados pontuais para a obtenção de dados espacialmente distribuídos, abrangendo, por exemplo, topografia, rugosidade, características da vegetação, áreas inundadas e níveis de enchente;
- possibilidade de integração com o ambiente SIG.

No geral, um MHD é composto por basicamente duas etapas: modelo do balanço hídrico local e modelo de transferência. Cada uma delas é detalhada nas seções a seguir.

2.1.1.1 Modelo do balanço hídrico local

Nessa etapa, as propriedades de cada módulo ou célula, tais como geologia, uso e tipo do solo, topografia e chuvas, por exemplo, interagem no sentido de representar diversos elementos do ciclo hidrológico (infiltração, evaporação, escoamento superficial, etc.).

Essas propriedades atribuídas a cada módulo são obtidas a partir dos mapeamentos de propriedades ambientais, como clima, geologia, uso e ocupação do solo, pedologia, etc. Neste caso, o balanço hídrico é feito em cada célula da matriz, de acordo com a sua propriedade.

Segundo Mendes e Cirilo (2001), a simulação do movimento da água nesta etapa do modelo assume o caminho vertical da chuva: escoamento superficial; escoamento sub-superficial (parcela não saturada); e água subterrânea.

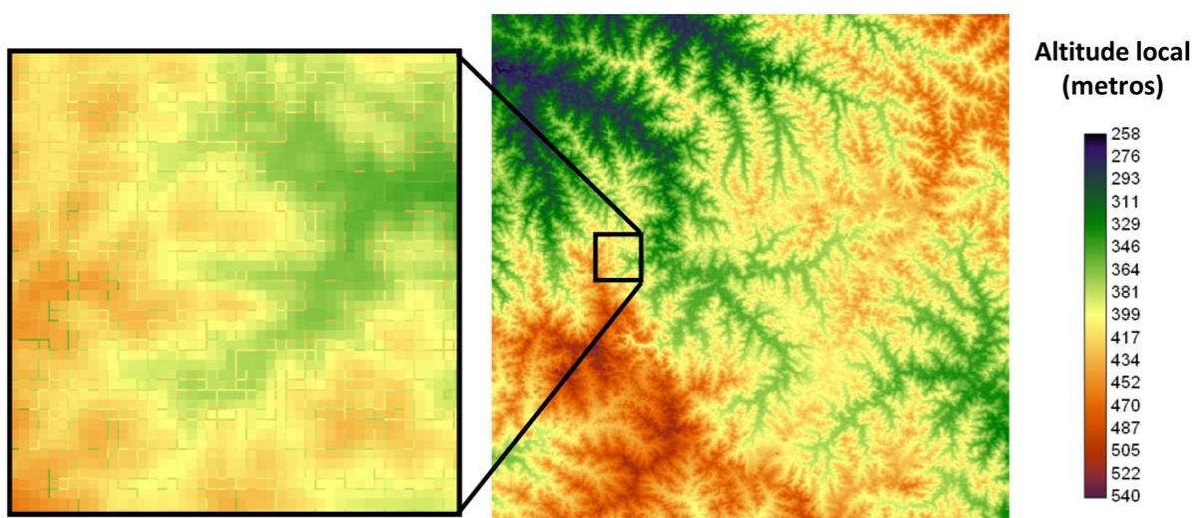
Em cada um desses estágios existe uma grande disponibilidade de procedimentos de cálculos, dependendo da disponibilidade e qualidade dos dados utilizados e do detalhamento do processo físico que se deseja representar.

2.1.1.2 Modelo de transferência

Estimado o balanço vertical da água em cada módulo da matriz na qual a bacia foi dividida, torna-se necessário determinar a transferência de água de um módulo qualquer da bacia até o canal mais próximo. O comportamento desse escoamento depende basicamente da cobertura da bacia, da sua declividade e da sua rede de fluxo. (MENDES; CIRILO, 2001).

A rede de fluxo, também chamada de direções de fluxo, constituem o plano de informações básico derivado de um MDE em formato raster. Como dito anteriormente, o MDE armazena os dados topográficos a partir da utilização de uma grade ou matriz em que cada pixel contém um valor que corresponde à altitude local (FIGURA 3).

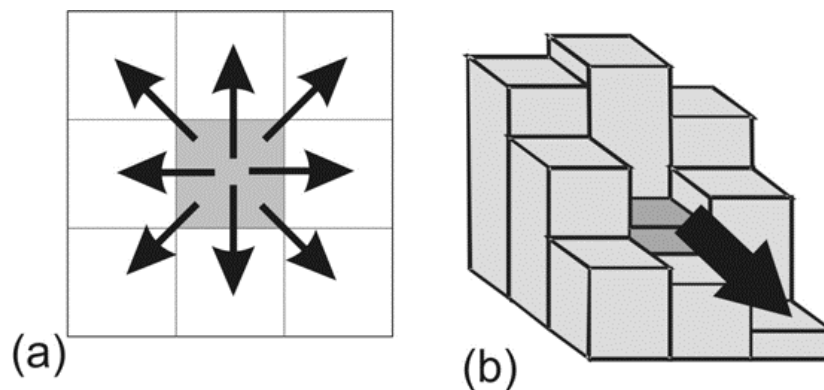
FIGURA 3 - REPRESENTAÇÃO TRADICIONAL DE UM MDE



FONTE: O autor (2017)

Nesse sentido, para cada pixel do MDE é determinada uma única direção do fluxo da água, sendo essa direção atribuída para um de seus oito vizinhos. A determinação de qual direção de fluxo atribuir é feita escolhendo a direção que proporcione a maior declividade, calculada como sendo a diferença de elevação entre o pixel vizinho e o pixel central dividida pela distância entre eles. Esse procedimento é conhecido como D8 ou *Deterministic Eight Neighbours* e é o mais comumente empregado (PAZ; COLLISCHONN, 2008) (FIGURA 4).

FIGURA 4 - (a) DIREÇÕES DE FLUXO POSSÍVEIS PARA UM DETERMINADO PIXEL E (b) DIREÇÃO DE FLUXO ESCOLHIDA EM FUNÇÃO DA MAIOR DECLIVIDADE

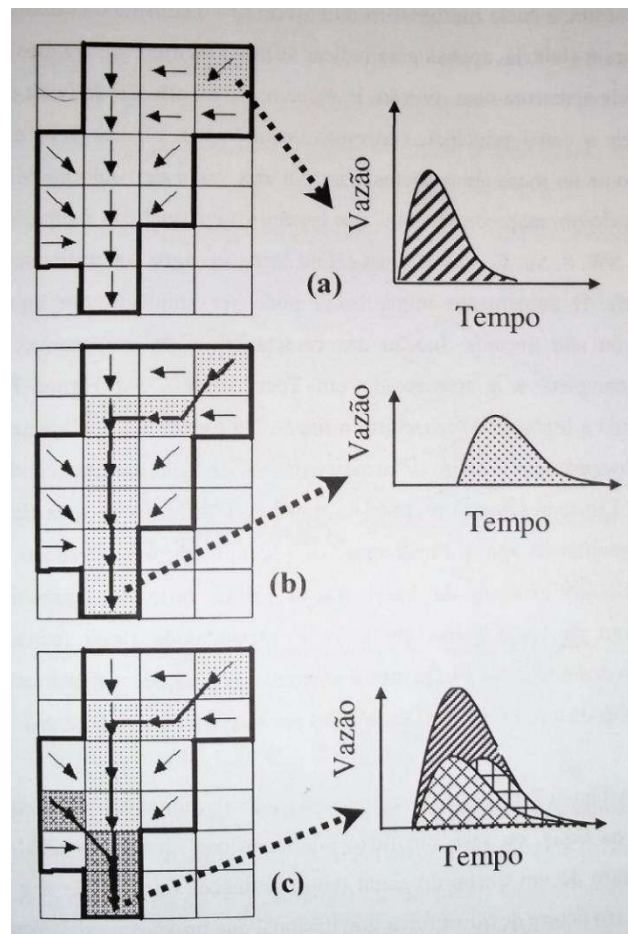


FORNE: PAZ; COLLISCHONN (2011)

A aplicação do procedimento D8 em cada pixel vai gerar ao final do processo uma imagem *raster* onde a cada pixel é atribuído um valor ou código que denota para qual dos vizinhos ele drena.

Mendes e Cirilo (2001) apresentaram um esquema que explica a estimativa do hidrograma de resposta de uma bacia a um evento de precipitação, a partir do modelo de transferência baseado nas direções de fluxo (FIGURA 5). Na FIGURA 5a é apresentado o hidrograma com o efeito do armazenamento de água em uma célula. Na FIGURA 5b representa-se o efeito da translação ao longo de uma linha de fluxo (caminho da água). Já na FIGURA 5c, é apresentado o efeito combinado dos hidrogramas gerados em cada módulo no exutório da bacia. Dessa forma, é representado o escoamento da bacia como um todo: a variabilidade física (espacial e temporal) dos diferentes parâmetros integrada a funções matemáticas, que alimentadas de uma entrada (precipitação) geram uma saída (vazão).

FIGURA 5 - OBTENÇÃO DE HIDROGRAMA, EM CONTEXTO GEOGRÁFICO: (a) EM UMA CÉLULA; (b) NA LINHA DE FLUXO (CAMINHO DO ESCOAMENTO); (c) NA BACIA



FONTE: MENDES; CIRILO (2001)

2.1.1.3 Integração entre os modelos distribuídos e a tecnologia SIG

O geoprocessamento é uma ferramenta importante nos MHDs por permitir acessar a variabilidade espacial em uma bacia de forma bastante efetiva. (MENDES; CIRILO, 2001).

O termo geoprocessamento surgiu com a introdução dos conceitos de manipulação de dados espaciais georreferenciados dentro de sistemas computadorizados, através das ferramentas denominadas Sistemas de Informações Geográficas (SIG's). (ORTIZ, 1993).

Um SIG pode ser definido com uma ferramenta computacional que permite adquirir, armazenar, recuperar, transformar e emitir informações espaciais. Esses dados geográficos descrevem objetos do mundo real em termos de posicionamento, com relação a um sistema de coordenadas, seus atributos não aparentes (como a cor, pH, custo, incidência de pragas, etc.) e as relações topológicas existentes. (CÂMARA; ORTIZ, 1998; MELESSE; GRAHAM, 2004).

A tecnologia SIG abriu enormes possibilidades para o tratamento espacial das informações, o que tornou mais viável a utilização dos MHDs, que costumavam ter uma aplicação bastante restrita há alguns anos. (SÃO PAULO, 2012).

Nesse sentido, Olivera e Maidment (1999) destacam que o uso dos SIG's na estimativa da geração de escoamento em bacias hidrográficas tem crescido bastante nos últimos anos. Isso se deve ao fato de essas ferramentas permitirem a inclusão da variabilidade espacial e geomorfológica da bacia. (MELESSE; GRAHAM, 2004).

Essa integração dos MHDs com o ambiente de SIG é possibilitada pelo formato de matriz ou *raster* da discretização por módulos, que permite o cruzamento com outros planos de informação, já que mapas de tipos de solo ou cobertura vegetal, por exemplo, são tipicamente na forma de imagens *raster*. Esse formato também permite o acoplamento com modelos atmosféricos, cuja discretização também é em grade. (PAZ et al., 2011).

2.1.1.4 Tecnologia LiDAR na obtenção do MDE

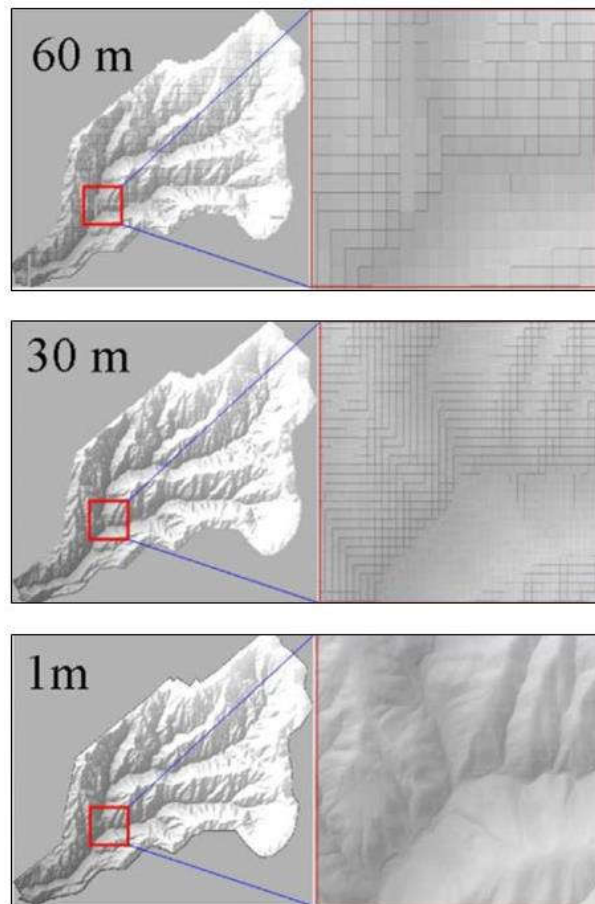
A obtenção de um MDE pode ser realizada através da digitalização e interpolação de mapas em papel, a partir da interpolação de dados obtidos em levantamentos topográficos de campo (GPS), ou através de sensores remotos, a bordo de aviões ou satélites. (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

Atualmente, tem crescido a utilização da tecnologia *Light Detection And Ranging* (LiDAR) ou Sistema de Varredura a Laser para a obtenção do MDE. Essa tecnologia tem se configurado como uma ferramenta relativamente eficiente de adquirir o MDE com alta resolução espacial e precisão (YANG et al., 2014). Por esse motivo Murphy et al. (2008) destaca o grande potencial dos dados LiDAR no aperfeiçoamento dos modelos hidrológicos.

Na FIGURA 6 é possível comparar MDEs de baixa resolução (60 m e 30 m), com o MDE de alta resolução (1 m), obtido por LiDAR.

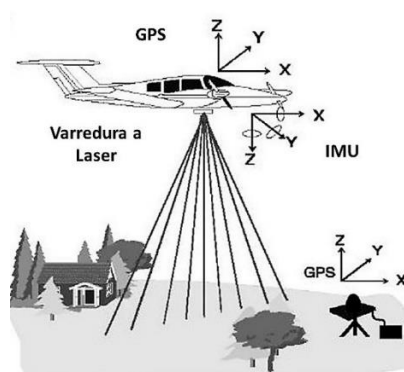
O funcionamento do sistema de varredura a laser (FIGURA 7) consiste na emissão de pulsos laser de elevada frequência de repetição, por uma plataforma aérea ou terrestre, onde o tempo de retorno dos pulsos emitidos é medido e uma estimativa das distâncias é obtida. (GIONGO et al., 2010).

FIGURA 6 - COMPARAÇÃO ENTRE RESOLUÇÕES ESPACIAIS DO MDE



FONTE: Adaptado de YANG et al. (2014)

FIGURA 7 - SISTEMA DE VARREDURA A LASER PARA OBTENÇÃO DO MDE



FONTE: GALVANIN; POZ (2013)

Os sensores do sistema de varredura a laser são capazes de receber o retorno de múltiplos pulsos laser, que combinados com dados georreferenciados de alta precisão, produzem valores de cota do terreno com bastante exatidão e para uma elevada densidade de pontos do terreno. (YANG et al., 2014).

2.1.1.5 Efeitos do MDE de alta resolução em modelos distribuídos

Com a disponibilidade crescente de MDEs com alta resolução espacial, obtidos através de tecnologias como a varredura a laser, muitos estudos começaram a ser feitos no sentido de se compreender os efeitos que esses dados topográficos altamente detalhados e precisos e, portanto, mais aproximados da realidade, poderiam ter nos modelos distribuídos de simulação chuva-vazão.

Por outro lado, outros trabalhos também questionam se essa melhora nos resultados da simulação hidrológica compensariam a considerável demanda por capacidade de armazenamento de dados e agilidade computacional requeridas na manipulação de um MDE de alta resolução, que costuma ter um alto custo de obtenção. (CHARRIER; LI, 2012).

Usando um conhecido MHD denominado TOPMODEL, Zhang e Montgomery (1994) investigaram o efeito do tamanho da célula do MDE na simulação hidrológica, e concluíram que esse tamanho afeta significativamente os resultados do modelo. Eles identificaram que com o aumento do tamanho do módulo, havia uma tendência de crescimento da vazão de pico do hidrograma.

Ainda nesse estudo, Zhang e Montgomery (1994) apontaram que uma resolução espacial de 10 m seria a mais adequada nos estudos hidrológicos, por representar um compromisso razoável entre o aumento da resolução espacial e os requisitos de manipulação de dados.

Da mesma forma, utilizando o TOPMODEL, Wolock e Price (1994) também mostraram que os modelos hidrológicos distribuídos são sensíveis à resolução do MDE.

Utilizando o modelo *Hydrological Simulation Program - Fortran* (HSPF) em bacias hidrográficas americanas, Yang et al. (2014) afirmam que a alta resolução espacial resulta numa melhor definição da rede de drenagem e dos limites da bacia, mas isso não significa necessariamente uma melhora na simulação hidrológica.

2.2 MODELO NRCS-CN-HUT

O modelo NRCS-CN-HUT foi preparado para simular de forma concentrada uma bacia e tem sido largamente utilizado para simulação de hidrogramas de cheias de projeto de obras hidráulicas e no estabelecimento do risco de enchente em um determinado local. Essa popularização do modelo se deve ao reduzido número de parâmetros à relação entre os parâmetros e características físicas da bacia. (TUCCI, 2005).

Uma característica importante do modelo é que ele não foi desenvolvido com o intuito de simular um evento de chuva específico, mas para estimar um hidrograma de projeto (vazão máxima). A partir de eventos de chuva idealizados, chamados de chuvas de projeto, o modelo estima o hidrograma de cheia a partir dos seguintes algoritmos (TUCCI, 2005):

- Determinação da chuva excedente;
- Propagação do escoamento na bacia.

2.2.1 Determinação da chuva excedente

Dependendo da intensidade da chuva, parte da água não consegue infiltrar no solo e começa a se acumular na superfície, formando pequenos córregos temporários ou escoando na forma de uma lâmina em superfícies mais lisas. O escoamento gerado dessa forma é chamado de escoamento superficial, e é importante porque é responsável pelos picos de vazão nos rios, como resposta aos eventos de chuva (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013). Essa parcela da chuva que se transformará em escoamento superficial é chamada chuva efetiva ou excedente.

Para estimar a chuva excedente, o modelo do NRCS utiliza o método NRCS-CN. Reconhecido por um grande número de usuários e agências governamentais (HAWKINS; PONCE, 1996), o método do NRCS é possivelmente o mais utilizado na Engenharia Hidrológica, em todo o mundo, largamente usado em pequenas bacias sem dados.

Essa popularização do método se deve à sua simplicidade, pois possibilita o cálculo da chuva efetiva utilizando apenas um parâmetro. Autores como Hawkins e Ponce (1996) destacam a boa previsibilidade, solidez e a boa capacidade de resposta do método às principais propriedades da bacia hidrográfica.

Nesse sentido, Dingman (2001) salienta que o método continuará sendo muito usado devido a uma série de fatores:

- É simples;
- Seus dados de entrada costumam ser facilmente disponíveis;
- Ele oferece resultados razoáveis quando submetido a diversas condições;
- Existem poucas metodologias de estimativa de escoamento superficial consideradas melhores do que o método NRCS-CN

Por outro lado, Melesse e Graham (2004) destacam que o método possui uma tendência de superestimar o volume escoado porque não considera a capacidade que o solo

possui de recuperar sua capacidade de infiltração durante intervalos em que a precipitação cessa.

No entanto, as pesquisas que comparam dados observados com os calculados pelo método NRCS-CN são controversas. Enquanto alguns trabalhos encontram discrepâncias, outros trabalhos mostram bons resultados do método. (MELESSE; GRAHAM, 2004).

O método NRCS-CN é baseado na equação do balanço hídrico, apresentada na Equação (1).

$$P = I_a + F + h_{exc} \quad (1)$$

Onde P é a precipitação total em mm; I_a são as perdas iniciais em mm, o que inclui todas as perdas anteriores à geração de escoamento superficial (retenção da água nas depressões do solo, interceptação da vegetação e infiltração); F em mm é a infiltração do solo acumulada excluindo I_a ; e h_{exc} é a lâmina de chuva excedente gerada durante o evento de chuva (mm).

O método NRCS-CN também se baseia em duas hipóteses (JENA et al., 2012):

- a relação entre a chuva excedente acumulada atual e o máximo potencial de geração de escoamento é igual à relação entre a infiltração acumulada atual e o máximo potencial de retenção após o início do escoamento (Equação (2)).
- as perdas iniciais são uma fração do máximo potencial de retenção (Equação (3)).

$$\frac{h_{exc}}{P - I_a} = \frac{F}{S} \quad (2)$$

$$I_a = \lambda \cdot S \quad (3)$$

Onde S é a retenção potencial máxima em mm, também denominada índice de armazenamento, perdas máximas potenciais ou máxima infiltração acumulada potencial; e λ é um fator que estima as perdas iniciais.

A Equação (3) é baseada em medições realizadas em bacias com menos de 10 hectares de área. Durante os estudos, os pesquisadores do NRCS procuraram propor um valor de λ que pudesse ser usado em qualquer bacia para aplicações práticas, adotando $\lambda = 0,2$, apesar de os dados mostrarem que o λ pode variar consideravelmente. Nesse sentido, o NRCS (2004) relata que 50% dos valores de λ encontrados durante medições em bacias experimentais estavam entre 0,095 e 0,38.

Narayana (1993), por sua vez, recomenda o uso de $\lambda = 0,1$ para solos argilosos escuros e $\lambda = 0,3$ para os demais tipos de solo.

Já Jena et al. (2012) estimaram a geração de escoamento superficial usando $\lambda = 0,2$ e $\lambda = 0,3$ e encontraram valores mais próximos aos observados quando utilizaram o $\lambda = 0,2$.

Outros autores sugerem ainda que em áreas urbanas se use $\lambda = 0,1$, a fim de refletir o decréscimo de intercepções e de depressões que ocorre nessas áreas (CANHOLI, 2005)

Nesse contexto, Ponce e Hawkins (1996) afirmam que valores de λ entre 0,0 e 0,3 têm sido documentados em vários estudos realizados em diversos locais dos Estados Unidos e em outros países.

Por outro lado, Hawkins et al. (2009) salientam que a estimativa das perdas iniciais a partir de uma fração fixa das perdas máximas (S) não tem uma base física sustentável e afirmam que a utilização do $\lambda = 0,2$, como recomenda o método, é discutível. Ainda segundo os autores, algumas análises mais atuais sugerem que o valor mais adequado seria $\lambda = 0,05$.

Combinando as Equações (1), (2) e (3), obtém-se a formulação para chuva excedente apresentada na Equação (4).

$$h_{exc} = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \text{ quando } P > \lambda \cdot S \quad (4)$$

$$h_{exc} = 0 \quad \text{quando } P < \lambda \cdot S$$

Como as perdas iniciais incluem acúmulo de água na superfície, interceptação e infiltração no solo antes do início da geração de escoamento superficial, a lâmina de chuva excedente é nula caso a precipitação seja inferior a essas perdas, como mostra a Equação (4).

Para determinar o valor de S, o método do NRCS utiliza um parâmetro chamado *Curve Number* (CN), através da expressão contida na Equação (5).

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (5)$$

Onde S é em mm; e CN é um parâmetro adimensional cujo valor varia entre 0 e 100, sendo que 0 corresponde a um solo de capacidade de infiltração infinita e 100 corresponde a um solo completamente impermeável.

Consequentemente, em alusão ao que foi apresentado, tem-se que o método NRCS-CN de estimativa da chuva excedente está em função de um único parâmetro, o CN. O valor

desse parâmetro é dado em tabelas desenvolvidas a partir de experimentos em bacias pequenas nos EUA (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013), e depende basicamente dos seguintes fatores (SÃO PAULO, 2012): (i) Tipo de solo; (ii) Condições de uso e ocupação do solo; (iii) Umidade antecedente do solo.

Quanto ao tipo, os solos presentes na bacia são classificados em quatro grupos hidrológicos (A, B, C e D) de acordo com o potencial de escoamento superficial, sendo A o grupo de menor potencial e o D de maior potencial (SARTORI; GENOVEZ, 2011). A TABELA 1 especifica as propriedades de cada um desses grupos.

TABELA 1 - OS QUATRO GRUPOS HIDROLÓGICOS DE SOLO CONSIDERADOS NO MÉTODO NRCS-CN PARA A DETERMINAÇÃO DO PARÂMETRO CN

Tipo NRCS	Características	Textura
A	Solos com baixo potencial de geração de escoamento superficial: solos arenosos ou siltosos, profundos e de alta capacidade de infiltração	Arenosa; Areia Franca; Franco Arenosa
B	Solos com pouco teor de argila, menos profundos ou com mais argila do que os solos do tipo A e de média capacidade de infiltração	Franco Siltosa; Franca
C	Solos com mais teor de argila do que os solos do tipo B, com uma camada mais impermeável abaixo da superfície ou pouco profundos	Franco Argilo Arenosa
D	Solos com alto potencial de geração de escoamento superficial: solos argilosos, solos rasos sobre rochas impermeáveis, solos com lençol freático próximo à superfície, solos com capacidade de infiltração muito baixa	Franco Argilosa; Franco Argilo Arenosa; Argilo Arenosa; Argilo Siltosa; Argilosa

FONTE: COLLISCHONN; DORNELLES (2013)

Os valores do parâmetro CN, para os quatro tipos de solo, e para diferentes condições de uso e ocupação do solo são apresentados na TABELA 2.

Os valores de CN contidos na TABELA 2 referem-se à condição de umidade antecedente II. No entanto, o método NRCS-CN distingue três condições de Umidade Antecedente do Solo ou Antecedent Moisture Condition (AMC), como pode ser observado na TABELA 3.

Para condições de umidade diferentes da condição II, o CN continua sendo estimado por meio da TABELA 2, mas seu valor precisa ser corrigido a partir da TABELA 4.

Apesar de a classificação quanto às condições de umidade antecedente ter sido usualmente empregada, Hawkins et al. (2009) afirmam que essa classificação não é mais recomendada.

Por outro lado, Melesse e Graham (2004) destacam que as condições de umidade antecedente afetam significativamente a estimativa do escoamento superficial e salientam que

quando essa estimativa é feita sem o ajuste do AMC haverá uma tendência de superestimar ou subestimar o escoamento.

TABELA 2 - VALORES DO PARÂMETRO CN PARA DIFERENTES CONDIÇÕES DE COBERTURA VEGETAL, USO E TIPOS DE SOLOS EM BACIAS URBANAS PARA A CONDIÇÃO DE UMIDADE ANTECEDENTE II

Utilização ou cobertura do solo		A	B	C	D
Zonas cultivadas: sem conservação do solo		72	81	88	91
com conservação do solo		62	71	78	81
Pastagens ou terrenos em más condições		68	79	86	89
Baldios em boas condições		39	61	74	80
Prado em boas condições		30	58	71	78
Bosques ou zonas florestais: cobertura ruim		45	66	77	83
cobertura boa		25	55	70	77
Espaços abertos, relvados, parques, campos de golfe, cemitérios, boas condições: com relva em mais de 75% da área		39	61	74	80
com relva de 50 a 75% da área		49	69	79	84
Zonas comerciais e de escritórios		89	92	94	95
Zonas industriais		81	88	91	93
Zonas residenciais					
Lotes de (m ²)	% média impermeável				
<500	65	77	85	90	92
1000	38	61	75	83	87
1300	30	57	72	81	86
2000	25	54	70	80	85
4000	20	51	68	79	84
Parques de estacionamento, telhados, viadutos, etc		98	98	98	98
Arruamentos e estradas asfaltadas e com drenagem de águas pluviais		98	98	98	98
Paralelepípedos		76	85	89	91
Terra		72	82	87	89

FONTE: COLLISCHONN; DORNELLES (2013)

TABELA 3 - CONDIÇÕES DE UMIDADE ANTECEDENTE DO SOLO PARA A DETERMINAÇÃO DO PARÂMETRO CN

Condição	Descrição
I	Solos secos: as chuvas nos últimos 5 dias não ultrapassam 15mm
II	Situação média na época das cheias: as chuvas nos últimos 5 dias totalizaram entre 15 e 40 mm
III	Solo úmido (próximo da saturação): as chuvas nos últimos 5 dias foram superiores a 40 mm e as condições meteorológicas desfavoráveis a altas taxas de evaporação

FONTE: Adaptada de SÃO PAULO (2012).

TABELA 4 - CORREÇÃO DOS VALORES DE CN DE ACORDO COM A UMIDADE ANTECEDENTE

Condições de umidade		
Correção para AMC I	II	Correção para AMC III
100	100	100
87	95	99
78	90	98
70	85	97
63	80	94
57	75	91
51	70	87
45	65	83
40	60	79
35	55	75
31	50	70
27	45	65
23	40	60
19	35	55
15	30	50

FONTE: SÃO PAULO (2012)

O método NRCS-CN pode ser utilizado quando uma bacia não tem o mesmo uso e cobertura do solo em toda sua extensão, ou quando existem vários tipos de solo na bacia. Nesses casos, deve-se estimar um valor de CN para cada combinação entre uso e tipo de solo e em seguida é estimado um valor de CN médio, obtido pela média ponderada dos diversos CNs correspondentes às áreas homogêneas (SÃO PAULO, 2012). A partir desse CN médio, o procedimento é o mesmo adotado em bacias homogêneas.

2.2.2 Propagação do escoamento na bacia

2.2.2.1 Teoria do Hidrograma Unitário

Uma teoria muito utilizada para prever o hidrograma gerado por uma dada chuva é a teoria do Hidrograma Unitário (HU). Essa teoria está baseada na hipótese da relação linear entre a chuva efetiva e o hidrograma gerado, e é muito útil na prática, embora não seja inteiramente correta (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

O HU é o hidrograma do escoamento direto, causado por uma chuva efetiva unitária (por exemplo, um chuva efetiva de 1 mm ou de 1 cm).

A teoria do HU está baseada em algumas considerações (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013):

- A precipitação efetiva e unitária tem intensidade constante ao longo de sua duração. Isso significa que se supõe uma distribuição temporal uniforme da precipitação.
- A precipitação efetiva e unitária distribui-se de forma uniforme sobre toda a área de drenagem, assumindo-se assim uma distribuição espacial uniforme da chuva.
- A bacia tem comportamento linear, podendo ser aplicados princípios de proporcionalidade e superposição.

A determinação do HU pode ser realizada a partir da observação de dados de precipitação e vazão. A disponibilidade destes dados, no entanto é muito pequena, principalmente em áreas urbanas. Mesmo que houvesse dados, as bacias sofrem frequentes alterações do solo, tornando as séries de dados não estacionárias. Para resolver este tipo de problema e simular cenários de desenvolvimento urbano futuro, foram desenvolvidos Hidrogramas Unitários Sintéticos (HUS) baseados em características morfológicas, de tipo e de uso do solo das bacias (TUCCI, 2003).

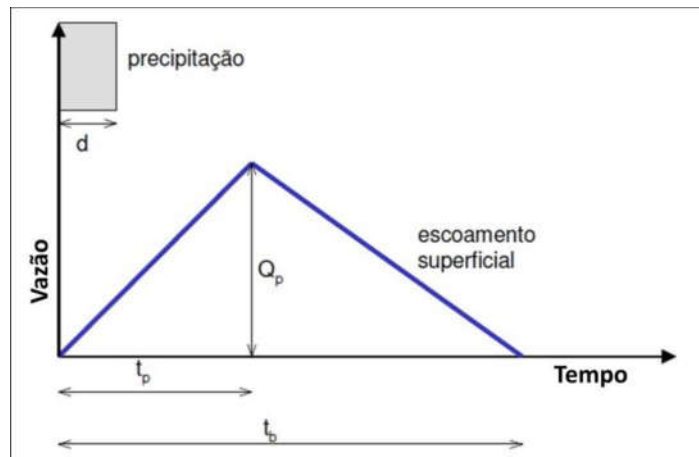
2.2.2.2 Hidrograma Unitário Sintético Triangular do NRCS

Dentre os HUSs, está o Hidrograma Unitário Sintético Triangular (HUT) do NRCS. A partir de análises não publicadas de hidrogramas unitários em bacias com diferentes características nos EUA, os técnicos da agência americana sugeriram que o HU pode ser aproximado por relações de tempo e vazão estimadas com base na área da bacia e no tempo de concentração (tempo necessário para que toda a bacia contribua para o escoamento superficial no exutório) (COLLISCHONN; DORNELLE, 2013).

Além disso, essa metodologia propõe que o HU pode ser aproximado por um triângulo, definido por valores de vazão de pico (Q_p), tempo de pico (t_p) e tempo de base (t_b) (FIGURA 8).

Chow, Maidment e Mays (1988) descrevem abaixo as relações matemáticas que permitem definir os valores da FIGURA 8 que são utilizados na construção do hidrograma unitário proposto pelo NRCS.

FIGURA 8 - FORMA DO HUT DO NRCS



FONTE: Adaptada de PAZ (2004)

O tempo de pico, que é o tempo de subida do hidrograma até atingir a vazão de pico, pode ser encontrado a partir da aplicação da Equação (6).

$$t_p = \frac{d}{2} + 0.6 \cdot t_c \quad (6)$$

Onde t_p é o tempo de pico (h); d é a duração da precipitação (h); e t_c é o tempo de concentração da bacia (h).

O tempo de base do hidrograma, que representa a duração do escoamento superficial, é dado pela Equação (7).

$$t_b = 2.67 \cdot t_p \quad (7)$$

Onde t_b é o tempo de base em horas e t_p é o tempo de pico também em horas.

O volume total escoado para uma chuva efetiva unitária é dado pelo produto da área da bacia vezes a lâmina de chuva efetiva (Equação (8)).

$$V = A \cdot P \quad (8)$$

Onde V é o volume escoado; A é a área da bacia; e P é uma chuva unitária.

Esse mesmo volume pode ser calculado pela área sob a curva de um hidrograma unitário triangular do NRCS (Equação (9)).

$$V = \frac{t_b \cdot Q_p}{2} \quad (9)$$

Onde V é o volume escoado; t_b é o tempo de base do hidrograma unitário; e Q_p é a vazão de pico do hidrograma unitário.

Igualando a Equação (8) e a Equação (9), e introduzindo a Equação (7), a vazão de pico do hidrograma unitário triangular, para uma chuva efetiva de 1 mm, pode ser calculada pela Equação (10).

$$Q_p = \frac{0,208 \cdot A}{t_p} \quad (10)$$

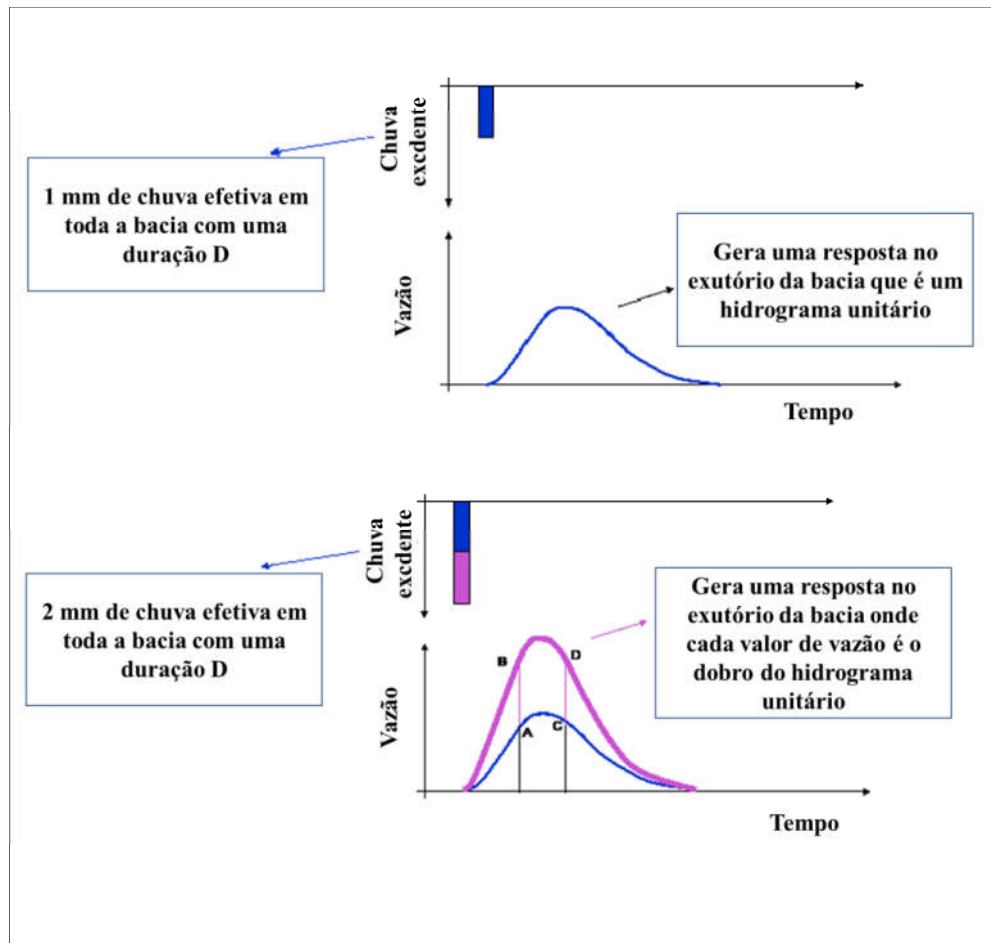
Onde Q_p é a vazão de pico em m^3/s ; A é a área da bacia em km^2 ; e t_p é o tempo de pico em horas.

2.2.2.3 Princípio da proporcionalidade

Segundo o princípio da proporcionalidade, para uma precipitação efetiva P de duração igual à da precipitação efetiva unitária do HU, a resposta da bacia a tal precipitação P tem a mesma duração do HU, sendo as vazões proporcionais ao HU (FIGURA 9).

Na FIGURA 9 o gráfico de cima representa o hidrograma unitário, isto é, a resposta de uma bacia hipotética a uma chuva efetiva de 1 mm. O gráfico de baixo, por sua vez, representa a resposta dessa bacia à chuva efetiva de 2 mm, porém com a mesma duração da chuva de 1 mm, dessa forma, de acordo com o princípio da proporcionalidade, essa resposta é obtida somando dois hidrogramas unitários. Nesse sentido, a vazão do ponto A é duas vezes menor do que a vazão no ponto B e a vazão no ponto D é duas vezes maior do que a vazão no ponto C, e assim para todos os valores de vazão dos hidrogramas é respeitada a mesma proporção.

FIGURA 9 - PRINCÍPIO DA PROPORCIONALIDADE NA TEORIA DO HU



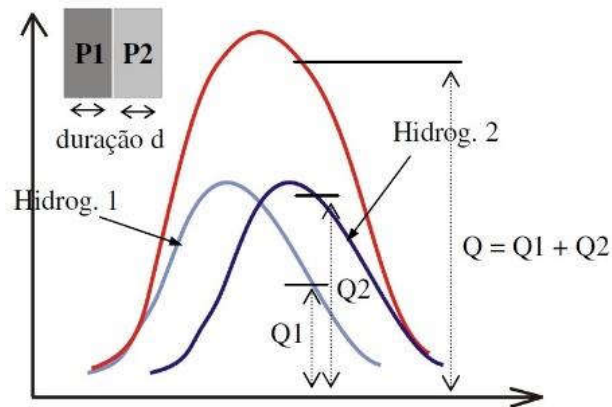
FONTE: Adaptada de COLLISCHONN; TASSI (2010)

2.2.2.4 Princípio da Superposição

O princípio da superposição considera que, dada a ocorrência de precipitações consecutivas no tempo, cada uma delas produz uma resposta na bacia independente da outra (proporcional ao HU, pelo primeiro princípio) (FIGURA 10).

De acordo com o ilustrado na FIGURA 10, o hidrograma 1 e o hidrograma 2 apresentam a resposta da bacia à chuva efetiva P1 e P2, respectivamente. Como se vê, cada hidrograma é calculado independentemente da ocorrência do outro, apenas respeitando a proporcionalidade em relação ao HU (na figura em questão, embora P1 e P2 tenham graficamente o mesmo valor, a regra é válida para quaisquer volumes precipitados). O hidrograma resultante da ocorrência das duas precipitações (P1 e P2), que ocorreram em intervalos de tempo consecutivos, é dado pela soma das ordenadas dos hidrogramas 1 e 2, para cada instante de tempo.

FIGURA 10 - PRINCÍPIO DA SUPERPOSIÇÃO NA TEORIA DO HIDROGRAMA UNITÁRIO



FONTE: PAZ (2004)

2.2.2.5 Convolução

Através dos princípios da proporcionalidade e da superposição é possível calcular os hidrogramas resultantes de eventos complexos, por meio do hidrograma unitário. Esse cálculo é feito através da convolução (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

Primeiramente, antes de aplicar a convolução propriamente dita, é preciso escolher a duração do intervalo de discretização do hidrograma unitário, que deve ter a mesma duração d da precipitação excedente unitária e que, conseqüentemente é a mesma duração dos intervalos de tempo sobre os quais a chuva está discretizada.

Na sequência, a cada intervalo de duração d (para $t = d, 2d, 3d, \dots$), deve-se calcular a vazão $q(t)$ correspondente no hidrograma unitário. Para o HUT do NRCS, essa vazão é obtida a partir da Equação (10).

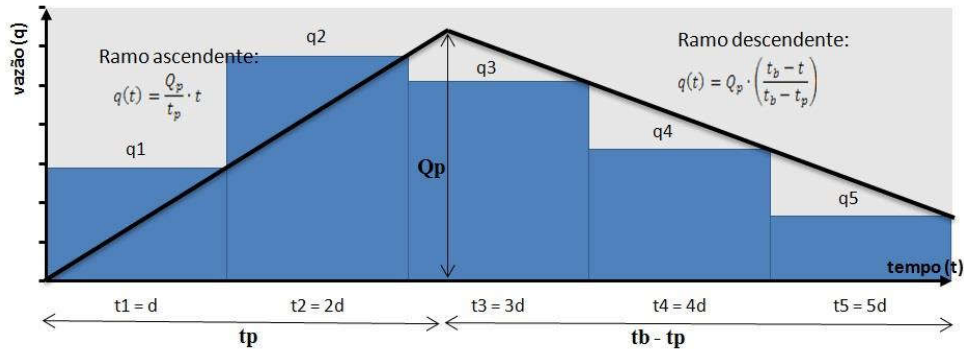
$$q(t) = \frac{Q_p}{t_p} \cdot t \quad \text{para } t \leq t_p$$

$$q(t) = Q_p \cdot \left(\frac{t_b - t}{t_b - t_p} \right) \quad \text{para } t \geq t_p \quad (10)$$

Onde $q(t)$ é a vazão no tempo t (m^3/s); Q_p é a vazão de pico do hidrograma unitário (m^3/s); t_p é o tempo de pico do hidrograma unitário (min); t_b é o tempo de base do hidrograma

unitário (min); e t é o instante de tempo para o qual se deseja estimar a vazão do HU (min). A FIGURA 11 representa graficamente um HUT discretizado.

FIGURA 11 - HUT DO NRCS DISCRETIZADO



FONTE: O autor (2015)

Com base na FIGURA 11, considere que a discretização de um hidrograma unitário tenha como resultado as seguintes relações entre tempo (t) e vazão ($q(t)$) dispostas na TABELA 5.

TABELA 5 - RELAÇÕES ENTRE TEMPO (t) E VAZÃO ($q(t)$) OBTIDAS A PARTIR DA DISCRETIZAÇÃO DE UM HU A FIM DE EXEMPLIFICAR UM PROCESSO DE CONVOLUÇÃO

t	$q(t)$
t_1	q_1
t_2	q_2
t_3	q_3
t_4	q_4
t_5	q_5

FONTE: O autor (2017).

Considere agora que uma chuva excedente (de projeto ou observada) tenha resultado nas seguintes relações entre tempo (t) e precipitação excedente ($P(t)$) apresentadas na TABELA 6.

TABELA 6 - RELAÇÃO ENTRE TEMPO (t) E PRECIPITAÇÃO EXCEDENTE ($P(t)$) A FIM DE EXEMPLIFICAR UM PROCESSO DE CONVOLUÇÃO

t	$P(t)$
t_1	P_1
t_2	P_2
t_3	P_3

FONTE: O autor (2017).

Dessa forma, para a obtenção do hidrograma gerado pela precipitação P1 utiliza-se o princípio da proporcionalidade, multiplicando P1 por cada uma das vazões do hidrograma unitário discretizado que foram apresentadas na TABELA 5. Portanto, o hidrograma gerado pela precipitação P1 pode ser definido pelas relações de tempo (t) e vazão (Q(P1)) representadas na TABELA 7.

TABELA 7 - HIDROGRAMA OBTIDO PELA PRECIPITAÇÃO EXCEDENTE P1

t	Q(P₁)
t ₁	q ₁ .P ₁
t ₂	q ₂ .P ₁
t ₃	q ₃ .P ₁
t ₄	q ₄ .P ₁
t ₅	q ₅ .P ₁

FONTE: O autor (2017).

Da mesma forma, precede-se para a obtenção dos hidrogramas gerados pelas precipitações excedentes P2 e P3.

Esses hidrogramas gerados estão deslocados no tempo conforme o instante em que ocorreu o bloco de precipitação excedente, gerando assim a TABELA 8, que relaciona o tempo (t) e as vazões geradas por cada uma das precipitações excedentes (Q(P_i)). Como foi visto, pelo princípio da superposição, pode-se gerar um hidrograma resultante das precipitações efetivas P1, P2 e P3. Esse hidrograma resultante é obtido através da soma das ordenadas dos hidrogramas gerados por cada uma das precipitações efetivas, para cada instante de tempo, como também pode ser visto na TABELA 8. Nessa tabela, Q(total) representa essa soma das ordenadas para cada instante de tempo.

TABELA 8 - EXEMPLO DE UM PROCESSO DE CONVOLUÇÃO

t	Q(P₁)	Q(P₂)	Q(P₃)	Q(total)
t ₁	q ₁ .P ₁			q ₁ .P ₁
t ₂	q ₂ .P ₁	q ₁ .P ₂		q ₂ .P ₁ + q ₁ .P ₂
t ₃	q ₃ .P ₁	q ₂ .P ₂	q ₁ .P ₃	q ₃ .P ₁ + q ₂ .P ₂ + q ₁ .P ₃
t ₄	q ₄ .P ₁	q ₃ .P ₂	q ₂ .P ₃	q ₄ .P ₁ + q ₃ .P ₂ + q ₂ .P ₃
t ₅	q ₅ .P ₁	q ₄ .P ₂	q ₃ .P ₃	q ₅ .P ₁ + q ₄ .P ₂ + q ₃ .P ₃
t ₆		q ₅ .P ₂	q ₄ .P ₃	q ₅ .P ₂ + q ₄ .P ₃
t ₇			q ₅ .P ₃	q ₅ .P ₃

FONTE: O autor (2017).

2.3 ABORDAGENS DISTRIBUÍDAS DO MÉTODO NRCS-CN

Como foi relatado, o CN é uma função do uso e cobertura do solo, do tipo de solo e da umidade antecedente, propriedades que costumam ter uma significativa variabilidade espacial (GROVE; HARBOR; ENGEL, 1998).

Apesar disso, o método NRCS-CN foi desenvolvido originalmente como um modelo concentrado (PONCE; HAWKINS, 1996), ele estima um CN médio e considera que toda a área da bacia gera o mesmo escoamento superficial, o que não acontece na realidade, já que áreas urbanizadas, por exemplo, produzem um maior volume de escoamento.

No entanto, de acordo com Grove, Harbor e Engel (1998), a crescente disponibilidade de bases de dados espaciais, o uso dos SIGs e computadores cada vez mais rápidos, possibilitaram a estimativa da chuva excedente usando abordagens distribuídas do método NRCS-CN. Nessa abordagem, o escoamento superficial é calculado em cada célula da grade no qual a bacia foi discretizada, com base no CN dessa célula, que por sua vez, é função do tipo e do uso do solo do local que a célula representa.

Após determinar o CN e a chuva excedente em cada célula, Grove, Harbor e Engel (1998) estimaram uma chuva excedente média na bacia e compararam seus resultados com o método tradicional. Os pesquisadores concluíram que o método distribuído estimou maiores lâminas de chuva excedente do que o método concentrado, principalmente quando a lâmina de precipitação é pequena e os valores de CN são baixos e estão dentro de um grande intervalo de variação. Para concluir, os autores consideram que o método distribuído é preferível pois diminui os erros contidos quando se estima um CN médio.

Utilizando a mesma metodologia que Grove, Harbor e Engel (1998), Jean et al. (2012) estimaram a chuva excedente obtida pelo método tradicional e pelo método distribuído e compararam seus resultados com valores observados. Eles concluíram que usando a abordagem distribuída, encontraram valores de escoamento superficial mais próximos dos observados.

2.4 ABORDAGENS DISTRIBUÍDAS DA TEORIA DO HIDROGRAMA UNITÁRIO

De acordo com Collischonn e Dornelles (2013), as hipóteses sobre as quais está baseada a teoria do hidrograma unitário não estão inteiramente corretas. Isso porque, a teoria considera que o escoamento é gerado uniformemente em toda a área da bacia, o que não corresponde à realidade, já que áreas impermeabilizadas pela ação do homem ou áreas com solos saturados ou próximos da saturação são as zonas preferenciais de geração de escoamento.

Isso significa que o hidrograma unitário é um modelo concentrado, que transforma a chuva em vazão sem representar a variabilidade espacial das propriedades da bacia. (MAIDMENT et al., 1996).

Nesse sentido, Maidment (1993) apresentou uma abordagem distribuída do hidrograma unitário. A partir do MDE e utilizando o procedimento D8, o método proposto encontra a direção do fluxo em cada célula da bacia. Em seguida, a abordagem estima uma velocidade do fluxo de água em cada célula e determina o tempo de deslocamento do escoamento superficial desde o local de origem até o exutório da bacia. Como cada porção da bacia tem um tempo de deslocamento diferente até o exutório, podem ser determinadas zonas isócronas, que englobam células que possuem o mesmo tempo de deslocamento até o exutório. Através dessas zonas é possível construir o Histograma Tempo-Área e a partir dele, o hidrograma unitário. Nessa abordagem, cada zona isócrona pode ser considerada uma mini-bacia, que pode gerar uma lâmina de chuva excedente diferente do que a gerada em outra zona isócrona, considerando assim a variabilidade espacial das características da bacia.

Em seu trabalho, Muzik (1995) aplicou a metodologia de Maidment (1993) em uma bacia canadense de 229 km² e comparou o hidrograma calculado com o hidrograma observado para um evento de chuva de 3,7 mm/h, encontrando bons resultados.

Ajward (1996 apud MELESSE; GRAHAM, 2004) também aplicou a metodologia de Maidment em uma bacia de 228 km² localizada em Alberta, no Canadá. Ele comparou os hidrogramas obtidos a partir da abordagem distribuída do HU com o hidrograma observado de 18 eventos de chuva e encontrou boas previsões de tempo de pico e vazão de pico.

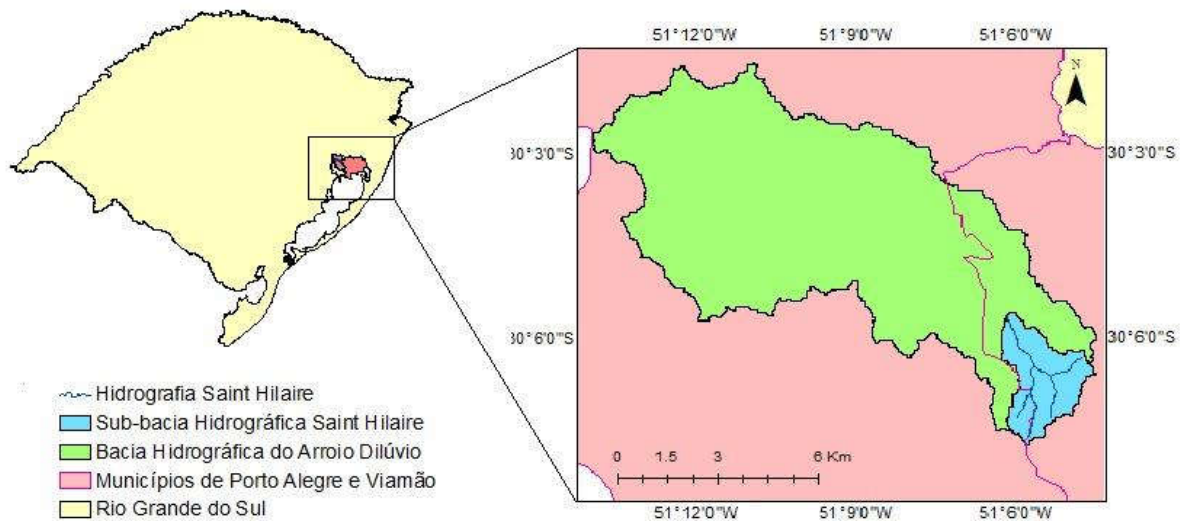
Utilizando dados observados de precipitação e vazão para 16 eventos isolados de chuva em uma bacia de 114 km² localizada na Flórida, nos Estados Unidos, Melesse e Graham (2004) determinaram um CN para cada célula da bacia e estimaram a chuva excedente em cada uma delas. Usando uma resolução espacial de 30 m, eles calcularam o volume de contribuição em cada célula multiplicando a sua área pela lâmina de chuva excedente produzida. Em seguida, através do MDE, os pesquisadores determinaram um tempo de viagem da água de cada célula até o exutório e somaram a contribuição de cada uma delas em termos de vazão no exutório através de um método denominado *Spatially Distributed Direct Hydrograph Travel Time Technique* (SDDH). Como resultado, os autores destacam que o método NRCS-CN distribuído previu a chuva excedente muito bem, com uma eficiência global (E) de 0,98, numa escala que vai de 0 a 1, onde 1 corresponde a uma previsão onde os valores observados e calculados são iguais. Além disso, os pesquisadores encontraram bons resultados para vazão de pico (E = 0,85). No entanto, o método previu com menos precisão o tempo de pico dos hidrodramas (E = -0,43).

3 METODOLOGIA

3.1 ÁREA DE ESTUDO

Nesse trabalho, foi utilizada como área de estudo a Bacia Hidrográfica Saint Hilaire (BHSB). Com cerca de 6 km², a bacia está localizada na divisa entre as cidades de Porto Alegre e Viamão, no Rio Grande do Sul, sul do Brasil, e faz parte de uma bacia maior, denominada Bacia Hidrográfica do Arroio Dilúvio, que possui uma área de 80 km² (FIGURA 12).

FIGURA 12 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA BACIA HIDROGRÁFICA SAINT HILAIRE



FONTE: VEECK (2017)

A BHSB está inserida quase que totalmente no Parque Natural Municipal Saint Hilaire, uma Unidade de Conservação que abriga mais de 50 nascentes, entre elas as mais distantes da foz do Arroio Dilúvio (VEECK, 2017).

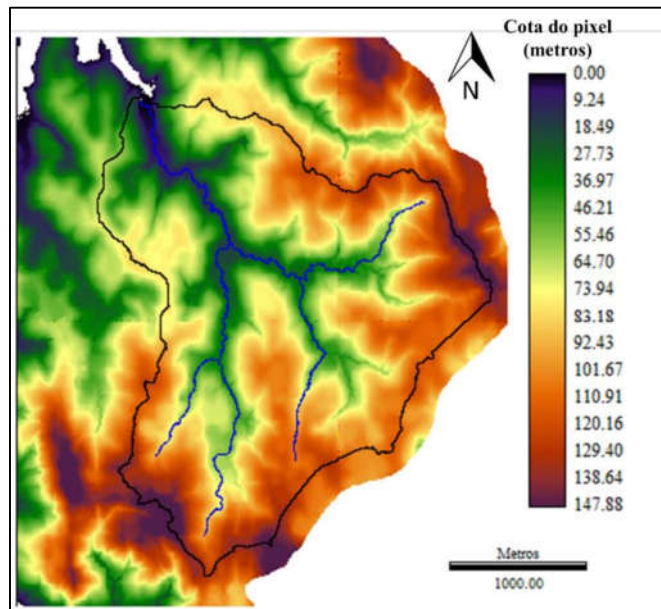
Essa bacia foi escolhida pelo fato de possuir o MDE com resolução espacial de 1 m, obtido por LiDAR. Além disso, a bacia possui dados observados de chuva e vazão, medidos na década de 70/80.

3.2 DADOS DISPONÍVEIS

3.2.1 MDE

Fornecido pelo Departamento de Esgotos Pluviais de Porto Alegre (DEP), o MDE da região onde está a BSHH tem resolução espacial de 1 m, e foi obtido pela tecnologia de varredura a laser (LiDAR) (FIGURA 13).

FIGURA 13 - MDE COM RESOLUÇÃO ESPACIAL DE 1 M DA REGIÃO ONDE ESTÁ INSERIDA A BSHH



FONTE: O autor (2017)

3.2.2 Direções de fluxo

A partir do MDE da FIGURA 13, foi realizado um procedimento de remoção de depressões, que são formadas por um ou mais pixels de cotas mais baixas do que a vizinhança. Se essas depressões não forem removidas, a rede de drenagem não formará caminhos de fluxo conectados, atributo necessário para a aplicação no modelo desenvolvido nesse trabalho.

Através do MDE com depressões removidas, foi aplicado o procedimento D8 (visto na seção 2.1.1.2) em cada pixel, que gerou ao final do processo as direções de fluxo, representadas por uma imagem raster onde a cada pixel é atribuído um valor ou código que denota para qual dos vizinhos ele drena.

3.2.3 Definição da rede de drenagem e delimitação da bacia

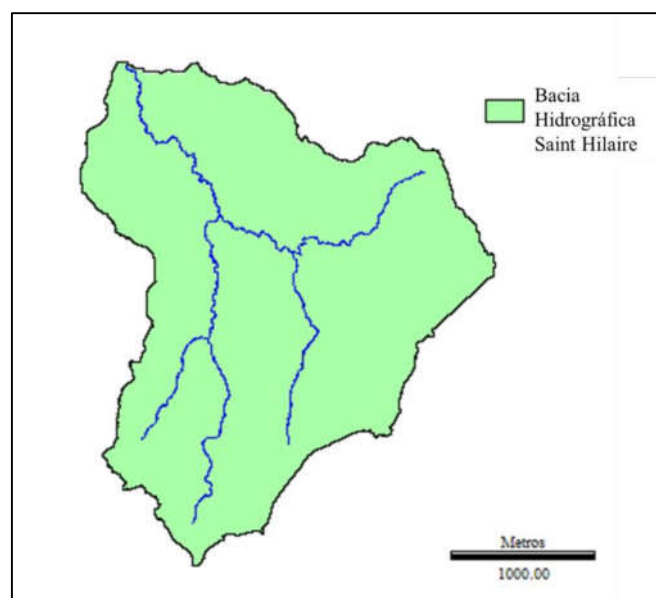
Para definir a rede de drenagem e a delimitação da bacia, utilizou-se os procedimentos indicados no trabalho de Paz e Collischonn (2008).

De acordo com essa metodologia, baseando-se exclusivamente nas direções de fluxo, pode-se determinar uma nova imagem raster onde cada pixel tem como atributo o valor correspondente ao somatório das áreas superficiais de todos os pixels cujo escoamento contribui para o pixel em questão.

Se durante o caminho do fluxo os pixels passam a ter muitos outros pixels drenando para si, é possível dizer que a partir de algum deles o escoamento começa a ser realizado em um curso d'água ou canal. Para tanto, determina-se uma quantidade de pixels mínima ou área mínima de drenagem (A_{min}) e considera-se que quando um certo pixel possui essa A_{min} drenando para si, ele representa o início da rede de drenagem. Dessa forma, foi obtida a rede de drenagem da BSHS, apresentada na FIGURA 14.

Para obter a delimitação da bacia, indicou-se a localização do exutório e identificou-se todos os pixels que drenam para aquele referido exutório por meio das direções de fluxo. A delimitação da BSHS é também apresentada na FIGURA 14.

FIGURA 14 - DELIMITAÇÃO DA BSHS E DEFINIÇÃO DA REDE DE DRENAGEM



FONTE: O autor (2017)

3.2.4 Tipo de solo

Para acessar informações de tipo de solo na BSHH, foi utilizado o mapa de solos da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), elaborado com base no novo sistema brasileiro de classificação de solos e publicado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (IBGE, 2001). Segundo esse mapa, a BSHH está localizada numa região de solo do tipo Argilossolo Vermelho-Amarelo.

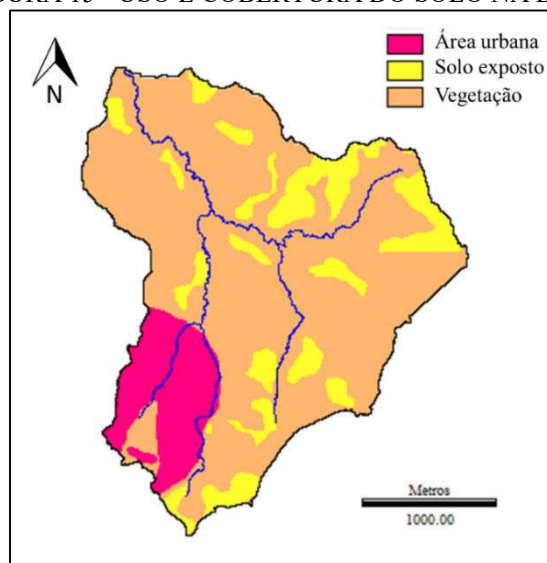
Já o trabalho de Hasenack et al. (2008), que realizou um diagnóstico ambiental de Porto Alegre, caracterizou apenas parte do solo da BSHH, classificando-o como uma associação de Argissolos Vermelhos ou Argissolos Vermelho-Amarelos com Cambissolos Háplicos.

3.2.5 Uso e cobertura do solo

A situação do uso e cobertura do solo na BSHH foi obtida através do trabalho de Costa (2017) e Veeck (2017). Foi elaborado um mapa de uso de solo para toda a bacia hidrográfica do Arroio Dilúvio por meio de imagens de satélite referentes ao mês de agosto do ano de 1987, data mais próxima ao período em que foram coletados os dados de precipitação e vazão. As imagens são provenientes do sensor/satélite TM/Landsat-5 (bandas espectrais: 3, 4 e 5), passagem de 23 de agosto de 1987, disponíveis gratuitamente no site Global Land Cover Facility (GLCF).

A FIGURA 15 apresenta o mapa de uso e cobertura do solo na BSHH.

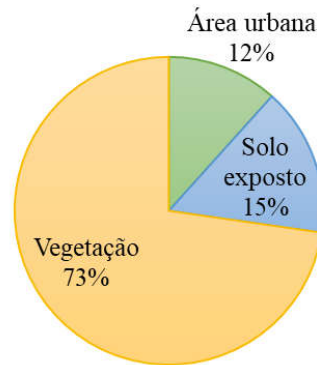
FIGURA 15 - USO E COBERTURA DO SOLO NA BSHH



FONTE: O autor (2017)

Por abrigar o Parque Natural Municipal Saint Hilaire, a BSHH é formada predominantemente por áreas verdes. A FIGURA 16 apresenta as porcentagens de cada uso do solo em relação à área da bacia.

FIGURA 16 - USO DO SOLO NA BSHH: PORCENTAGEM EM RELAÇÃO À ÁREA TOTAL DA BACIA



FONTE: O autor (2017)

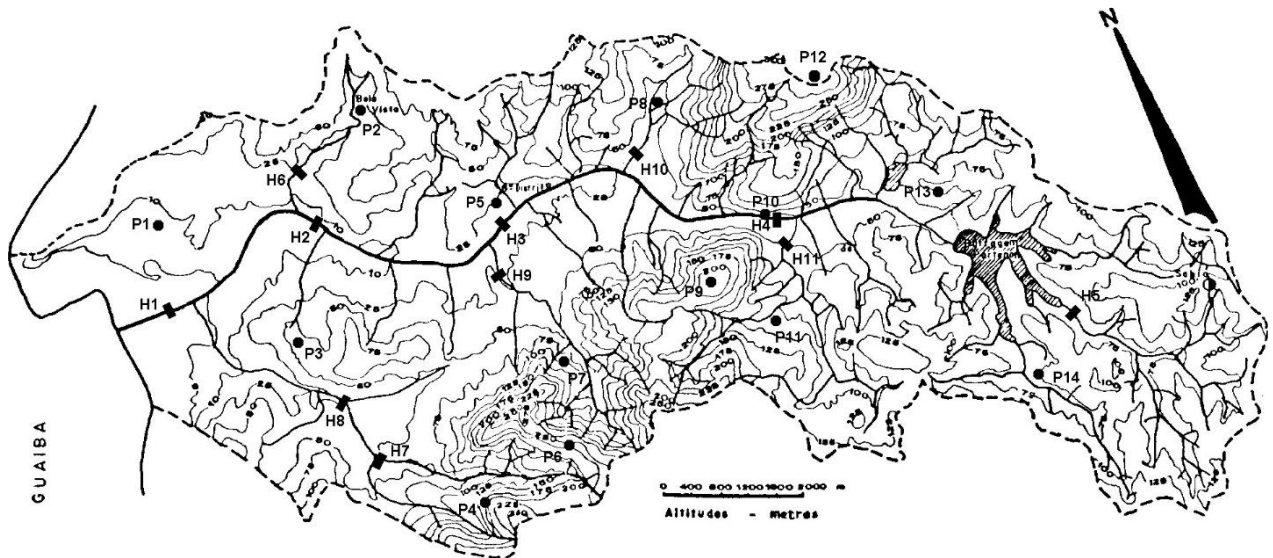
3.2.6 Dados observados de precipitação e vazão

A bacia do Arroio Dilúvio foi monitorada por 11 linígrafos e 14 pluviógrafos no período de 1978 a 1982 no âmbito do denominado Projeto Dilúvio. Os aparelhos tinham uma autonomia semanal, coletando informações a cada 30 minutos. Todas as informações coletadas foram digitalizadas e registradas em planilhas de papel. Em função de panes nos instrumentos ou contratempos de outros tipos, existem falhas nos dados monitorados que foram parcialmente preenchidas no trabalho de Silveira (2000).

Na FIGURA 17 é apresentada a rede de linígrafos, representados pela letra H, e a rede de pluviógrafos, representados pela letra P.

As medições de chuva e vazão na BSHH foram realizadas pelo pluviógrafo P14 e pelo linígrafo H5, que podem ser visualizados na FIGURA 17.

FIGURA 17 - REDE DE PLUVIÓGRAFOS (P) E LINÍGRAFOS (H) IMPLANTADOS NA BACIA DO ARROIO DILÚVIO



FONTE: SILVEIRA (2000)

Nesse trabalho, foram selecionados 9 eventos de precipitação e vazão observados na BSHS, apresentados na TABELA 9.

TABELA 9 - EVENTOS DE CHUVA E VAZÃO OBSERVADOS NA BSHS

Evento	Data	Precipitação			Escoamento			
		Volume (mm)	Duração (h)	Intensidade média (mm/h)	Volume (mm)	Coefficiente de escoamento superficial	Qp (m³/s)	Tp (h)
A	03/03/1980	10.81	5.0	2.16	1.15	0.11	0.3440	6.5
B	03/08/1979	28.44	6.5	4.38	1.01	0.04	0.2638	8.5
C	05/12/1981	27.80	3.0	9.27	0.61	0.02	0.2250	6.0
D	11/07/1981	22.20	5.5	4.04	0.48	0.02	0.1355	8.0
E	16/02/1980	20.80	4.0	5.20	0.53	0.03	0.1491	4.5
F	18/05/1979	32.82	9.5	3.45	0.58	0.02	0.1896	10.0
G	20/07/1979	36.00	9.5	3.79	0.88	0.02	0.2522	11.0
H	26/08/1981	30.83	9.0	3.43	0.74	0.02	0.2067	10.5
I	30/11/1980	18.82	5.0	3.76	0.48	0.03	0.1660	6.5
	Média	25.39	6.3	4.39	0.72	0.03	0.2147	7.9

FONTE: O autor (2017)

NOTA: Qp é a Vazão de pico e Tp é o tempo de pico em relação ao início da medição.

3.3 MODELO NRCS-CN-HUT DISTRIBUÍDO

3.3.1 Visão geral

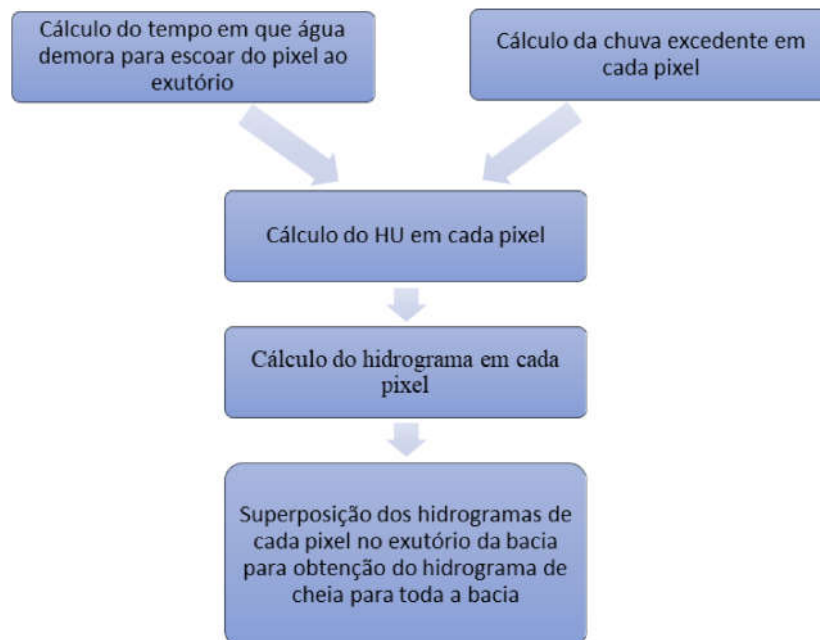
O modelo NRCS-CN-HUT Distribuído consiste na aplicação de uma abordagem distribuída do modelo NRCS-CN-HUT concentrado. Ele discretiza a bacia em módulos ou células. A dimensão desses módulos é a mesma dimensão do pixel do MDE empregado no modelo. Por isso, o nível de discretização do modelo é função da resolução espacial do MDE.

Nesse modelo, cada pixel ou módulo é considerado uma mini bacia, onde as equações do método NRCS concentrado são empregadas nesse nível dimensional. Isso significa que globalmente o modelo é distribuído, mas cada pixel é tratado como uma bacia homogênea, com um valor de CN e um HUT que o caracteriza.

O hidrograma final no exutório da bacia corresponde à contribuição dos hidrogramas gerados em cada pixel, considerando os efeitos do tempo de translação do hidrograma, desde o momento gerado no pixel até chegar ao exutório.

A FIGURA 18 apresenta um fluxograma das etapas adotadas no modelo NRCS-CN-HUT distribuído, que serão detalhadas nas próximas seções.

FIGURA 18 - FLUXOGRAMA DO MODELO NRCS-CN-HUT DISTRIBUÍDO



FONTE: O autor (2017)

Todos esses procedimentos são realizados através de uma rotina em linguagem FORTRAN, concebida pelo grupo de pesquisa que vem desenvolvendo essa abordagem distribuída. Os dados de entrada e saída dessa rotina são apresentados na TABELA 10.

TABELA 10 - ROTINA EM LINGUAGEM FORTRAN PARA APLICAÇÃO DO MODELO NRCS-CN-HUT DISTRIBUÍDO

Rotina	Dados de entrada	Dados de saída
Cálculo do tempo de deslocamento da água	Modelo Digital de Elevação (MDE)	Mapa do tempo em que água leva para ir do pixel até o exutório da bacia
	Delimitação da bacia	
	Direções de fluxo	
	Mapa de uso do solo	
	Mapa dos traçados da rede drenagem	
	Informação da lâmina d'água P24	
	Relação do coeficiente de rugosidade de Manning para cada uso do solo	
	Mapa de classificação dos trechos da drenagem	
Cálculo da chuva excedente pelo método NRCS-CN distribuído	Evento de precipitação	Hietograma de chuva excedente para cada pixel
	Delimitação da bacia	
	Mapa de CN	
Cálculo do hidrograma de cheia pelo método NRCS-HU distribuído	Delimitação da bacia	Hidrograma final
	Hietograma de chuva excedente para cada pixel	
	Mapa do tempo em que água leva para ir do pixel até o exutório da bacia	

FONTE: O autor (2017)

O APÊNDICE A apresenta os passos de cálculo adotados pela rotina detalhadamente, bem como fornece exemplos numéricos para melhor compreensão do método aqui adotado.

3.3.2 Cálculo do tempo de deslocamento da água no pixel

Para determinar o tempo de deslocamento da água em cada pixel foi utilizada uma metodologia também desenvolvida pelo NRCS e que foi adaptada para o nível de pixel. Esse método utiliza dois tipos de equação, de acordo com a característica (escoamento superficial ou escoamento em canal) do local onde está sendo feito o cálculo.

3.3.2.1 Pixels de escoamento em superfície

Nos trechos em que água escoar superficialmente, isto é, trechos onde não há a presença de um canal ou rio, o tempo em que a água demora para escoar dentro de cada pixel é estimado a partir da Equação (11), que é uma simplificação da solução da onda Cinemática-Manning (IPH, 2005).

$$T_s = \frac{5,474 \cdot (n \cdot L)^{0,8}}{P_{24}^{0,5} \cdot S^{0,4}} \quad (11)$$

Onde é T_s é o tempo em que a água leva para passar pelo pixel no escoamento em superfície (min); n é o coeficiente de rugosidade de Manning do solo da área que o pixel representa; L é o comprimento ao longo do escoamento dentro do pixel em metros, e que vai depender da direção do fluxo no pixel; P_{24} é a precipitação com 24 horas de duração (mm), segundo a curva intensidade-duração-frequência (IDF) da área de estudo e para o tempo de retorno da precipitação analisada, onde o tempo de retorno representa o número médio de anos durante o qual se espera que a precipitação analisada seja igualada ou superada; e S é a declividade entre o pixel analisado e o pixel de jusante (m/m), para onde é direcionado o escoamento.

3.3.2.1.1 Coeficiente de rugosidade Manning (n)

O coeficiente de rugosidade de Manning é função do uso do solo, e para solo exposto e área urbana foi estimado com base nos valores recomendados por Canholi (2005). Para vegetação, que ocupa mais de 70% da área da bacia (FIGURA 16), o coeficiente foi estimado com base no trabalho de Veeck (2017), que calibrou o parâmetro para a BSHS, usando o modelo NRCS-CN-HUT distribuído e uma resolução espacial de 30 m, também com dados obtidos por LiDAR. A TABELA 11 mostra o valor de n adotado para cada uso do solo.

TABELA 11 - COEFICIENTE DE MANNING (n) ADOTADOS

Uso e ocupação do solo	Coeficiente de Manning (n)
Área urbana	0.024
Solo exposto	0.130
Vegetação	0.290

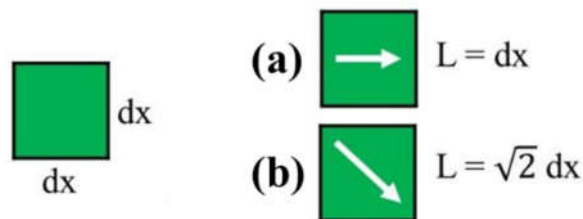
FONTE: O autor (2017)

3.3.2.1.2 Comprimento ao longo do escoamento dentro do pixel (L)

A distância L é contabilizada considerando o caminho percorrido pelo escoamento dentro do pixel, que é função da direção do fluxo, obtida através do procedimento D8. Nesse caso, podem ocorrer duas situações:

- Se dentro do pixel o escoamento é ortogonal (FIGURA 19a), o comprimento L é igual à extensão do lado dx do pixel. Nesse trabalho foi utilizada uma resolução espacial de 1 m, logo, $dx = 1$ m e $L = 1$ m
- Se dentro do pixel o escoamento é diagonal (FIGURA 19b), o comprimento L equivale à extensão do lado dx do pixel multiplicada por $\sqrt{2}$. Logo, considerando $dx = 1$ m, temos $L = \sqrt{2}$ m.

FIGURA 19 - COMPRIMENTO L AO LONGO DO ESCOAMENTO DENTRO DO PIXEL



FONTE: O autor (2017)

3.3.2.1.3 Lâmina P_{24}

A lâmina P_{24} corresponde ao total precipitado em 24 horas para uma chuva com o mesmo tempo de retorno da precipitação analisada. Ela é obtida a partir da curva IDF para a área de estudo.

As curvas IDF são estimadas através da análise estatística das chuvas mais intensas observadas em pluviógrafos, ou por meio de dados de pluviógrafos desagregados para durações menores do que um dia. Essas curvas fornecem a intensidade da precipitação para qualquer duração e período de retorno em uma região específica (IPH, 2005; COLLISCHONN; DORNELLES, 2013).

Nesse trabalho, foi utilizada a curva IDF recomendada pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH (2005) para a área da BSHS, apresentada na Equação (12).

$$I = \frac{509,859 \cdot Tr^{0,196}}{(t_d + 10)^{0,72}} \quad (12)$$

Onde I é a intensidade da chuva (mm/hora); Tr é o tempo de retorno em anos para a precipitação; e t_d é a duração da precipitação em minutos.

Nesse estudo, o objetivo era estimar o tempo de deslocamento da água para um evento de chuva que ocorreu efetivamente. Nesse sentido, a partir da intensidade média da precipitação observada, estimou-se um Tr do evento por meio da Equação (12).

Com o Tr encontrado, utilizou-se novamente a Equação (12) e foi determinada uma intensidade referente a uma precipitação com $t_d = 24$ h. A lâmina P_{24} é dada pela Equação (13).

$$P_{24} = 24 \cdot i_{24} \quad (13)$$

Onde i_{24} (mm/h) é a intensidade referente a uma precipitação com duração de 24 horas e para o Tr do evento.

A TABELA 12 apresenta os resultados de P_{24} para cada evento de chuva analisado.

TABELA 12 - EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO OBSERVADOS NA BSHS: LÂMINA P_{24}

Evento	Data	Volume (mm)	Duração (h)	I (mm/h)	Tr (anos)	i_{24} (mm/h)	P_{24} (mm)
A	03/03/1980	10.81	5.00	2.16	0.00	0.71	17.09
B	03/08/1979	28.44	6.50	4.38	0.10	1.73	41.55
C	05/12/1981	27.80	3.00	9.27	0.31	2.15	51.48
D	11/07/1981	22.20	5.50	4.04	0.04	1.42	34.09
E	16/02/1980	20.80	4.00	5.20	0.04	1.47	35.20
F	18/05/1979	32.82	9.50	3.45	0.12	1.79	42.87
G	20/07/1979	36.00	9.50	3.79	0.19	1.96	47.02
H	26/08/1981	30.83	9.00	3.43	0.10	1.70	40.91
I	30/11/1980	18.82	5.00	3.76	0.02	1.24	29.75
	Média	25.39	6.33	4.39	0.10	1.57	37.77

FONTE: O autor (2017)

3.3.2.1.4 Declividade ao longo do escoamento no pixel (S)

Para estimar a declividade ao longo do escoamento realizado no pixel, foi utilizado o método das declividades individuais, apresentado no trabalho de Serra (2017). Ele utiliza a Equação (14) para estimar a declividade entre o pixel em questão e o pixel para o qual o

escoamento é direcionado. A informação sobre para qual pixel o escoamento é direcionado é dada pela Direção do fluxo e a cota do pixel a montante (C_m) e do pixel a jusante (C_j) é fornecida pelo MDE.

$$S = \frac{C_m - C_j}{L} \quad (14)$$

$$S = S_{\min} \text{ se } S \leq S_{\min}$$

Onde C_m é a cota do pixel analisado (m); C_j é a cota do pixel a jusante (m); e S_{\min} é uma declividade mínima (m/m).

Essa declividade mínima é adotada porque caso existam pixels vizinhos de mesma cota ou cotas muito próximas, a tendência é de serem estimadas declividades nulas ou muito pequenas, o que pode resultar em incoerências no tempo de deslocamento. Por isso, se um pixel apresentar declividades menores do que essa declividade mínima, o método adota a declividade mínima.

3.3.2.2 Pixels de escoamento em canal

Para os pixels que representam o escoamento em canal, o método estima primeiramente a velocidade da água dentro do pixel, obtida a partir da Equação de Manning, apresentada na Equação (15).

$$V = \frac{R_h^{2/3} \cdot S^{1/2}}{n} \quad (15)$$

$$R_h = \frac{A_m}{P_m} \quad (16)$$

Onde V é velocidade média da água no canal durante o trecho representado pelo pixel (m/s); S é a declividade do trecho do canal que o pixel pertence (m/m); n é o coeficiente de rugosidade de Manning das paredes do canal; R_h é o raio hidráulico (m); A_m é a área molhada da seção transversal (m²); e P_m é o perímetro molhado da seção transversal (m).

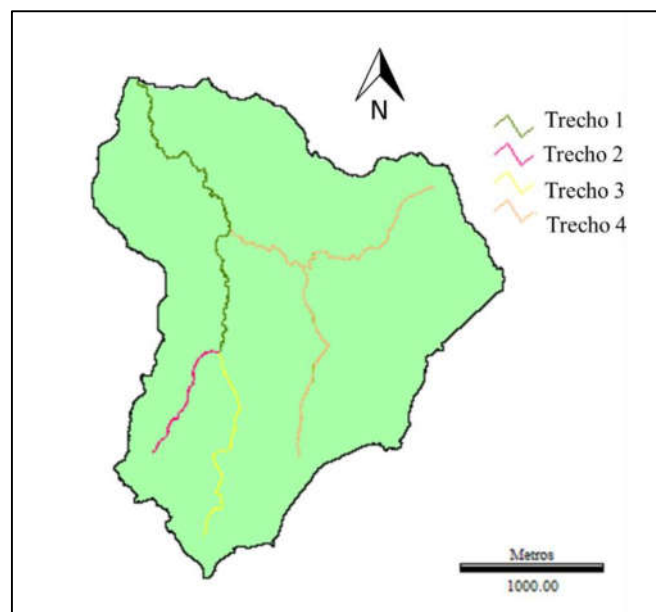
O tempo de deslocamento da água no pixel é obtido a partir da velocidade média da água e é dado pela Equação (17).

$$T_c = \frac{L}{V} \quad (17)$$

Onde T_c é o tempo que a água leva para percorrer o pixel no trecho em canal (s); e L é o comprimento do trecho onde ocorre o escoamento (m), que vai depender da direção do fluxo dentro do pixel.

Para o escoamento em canal, o método divide a rede de drenagem em subtrechos, onde as características do canal (declividade, coeficiente de Manning e raio hidráulico) possam ser consideradas homogêneas. O tempo de deslocamento da água no pixel vai ser em função das características do trecho da rede de drenagem que ele representa. A divisão adotada na BSHH é apresentada na FIGURA 20. As características de cada trecho são mostradas na TABELA 13.

FIGURA 20 - BSHH: DIVISÃO DA REDE DE DRENAGEM EM SUBTRECHOS HOMOGÊNEOS



FONTE: O autor (2017)

TABELA 13 - BSHH: CARACTERÍSTICAS DOS TRECHOS HOMOGÊNEOS

Trecho	S (m/m)	n	R_h (m)
1	0.006	0.08	0.56
2	0.031	0.08	0.56
3	0.020	0.08	0.56
4	0.210	0.08	0.56

FONTE: O autor (2017)

3.3.2.2.1 Declividade do trecho (S)

Diferentemente dos pixels de escoamento em superfície onde cada pixel possui uma declividade característica, no escoamento em canal, a declividade é uma característica do trecho da rede de drenagem que o pixel pertence, e é estimada a partir da Equação (18).

$$S = \frac{C_i - C_f}{L_{trecho}} \quad (18)$$

Onde C_i é a cota do pixel do início do trecho; C_f é a cota do pixel final do trecho; e L_{trecho} é o comprimento total do trecho, obtido a partir do traçado da rede de drenagem.

3.3.2.2.2 Coeficiente de Manning (n) das paredes do canal

O coeficiente de Manning foi estimado com base nos valores propostos por Baptista et al. (2011) (TABELA 14), e é função do nível de rugosidade das paredes do canal.

TABELA 14 - COEFICIENTE DE MANNING (n) PARA ESCOAMENTO EM CANAL

Tipo	Características	Rugosidade		
		Mínima	Normal	Máxima
Canais de pequeno porte em planície ($B < 30$ m)	Limpos	0,025	0,033	0,045
	Trechos lentos	0,050	0,070	0,080
Canais de pequeno porte em montanhas ($B > 30$ m)	Leitos desobstruídos	0,030	0,040	0,050
	Leitos com matacões	0,040	0,050	0,070
Canais de grande porte ($B > 30$ m)	Seções regulares	0,025	-	0,060
	Seções irregulares	0,035	-	0,100
Planícies de inundação	Pastagens	0,025	0,030	0,035
	Culturas	0,020	0,040	0,050
	Vegetação densa	0,045	0,070	0,160

FONTE: BAPTISTA ET AL. (2011)

Todos os trechos da BSHS foram classificados como de pequeno porte, de planície, de escoamento lento e rugosidade máxima, o que resultou em um Manning de 0,080.

3.3.2.2.3 Seção transversal do canal

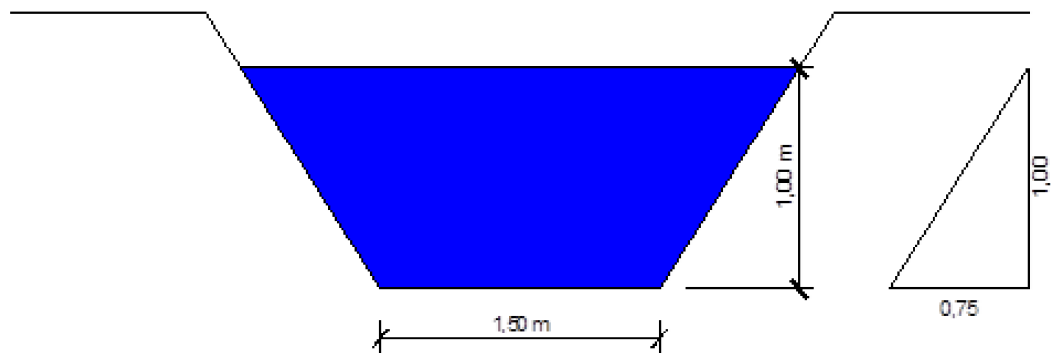
A seção transversal foi estimada através de informações coletadas junto ao Departamento de Esgotos Pluviais de Porto Alegre (DEP), no entanto a sua definição foi

realizada de forma subjetiva. Foi considerado que todos os trechos possuem uma seção trapezoidal, com as dimensões apresentadas na FIGURA 21.

Entretanto, considerar essa homogeneidade das características da seção transversal não é a situação mais indicada, como também não é recomendado que se defina a seção transversal de forma subjetiva. Isso porque a caracterização da seção transversal exerce significativa influência nos resultados (LIMA; PAZ, 2016). Contudo, essa simplificação é necessária para aplicação do método frente à indisponibilidade de dados.

Devido à dificuldade para obtenção de dados, estudos como os de Melesse e Graham (2004), Fang et al. (2007), e Grimaldi (2012) também simplificam o cálculo do tempo de deslocamento da água considerando todo o canal como um único trecho homogêneo. Além disso, também consideram que a seção transversal possui uma forma geométrica constante, representada geralmente por um trapézio, retângulo ou triângulo, onde as dimensões dessas seções transversais são estimadas de forma subjetiva, por exemplo.

FIGURA 21 - SEÇÃO TRANSVERSAL ADOTADA EM TODOS OS TRECHOS DA REDE DE DRENAGEM



FONTE: O autor (2017)

3.3.2 Cálculo da chuva excedente no pixel

Para estimar a chuva excedente no pixel foram usados os dados de precipitação observada. Originalmente, esses dados estavam discretizados em intervalos de 30 min. Todavia, a aplicação da abordagem distribuída exige um maior nível de discretização desses intervalos. Dessa forma, considerou-se que durante os 30 min a chuva caiu com uma intensidade constante, e os eventos foram discretizados em intervalos de 1 min.

Na sequência foi determinado um valor de CN para cada pixel da bacia e em função desse valor foi aplicada a Equação (4) em cada um deles. Como foi visto, esse valor vai depender de três características do pixel:

- Tipo de solo;
- Condições de uso e ocupação do solo;
- Umidade antecedente do solo.

3.3.2.1 Tipo de solo e condição de uso e ocupação do solo no pixel

Como foi relatado, o solo da BSHH é classificado como Argilossolo Vermelho-Amarelo em toda a sua extensão.

Para classificar o solo da BSHH de acordo com os grupos hidrológicos do método NRCS-CN, foi utilizado o trabalho de Sartori, Neto e Genovez (2005), que relaciona os tipos de solos adotados pela classificação brasileira e os tipos de solos adotados pela classificação hidrológica do método NRCS-CN. Nesse contexto, o solo da BSHH foi classificado como pertencente ao grupo hidrológico B.

O uso do solo em cada pixel da BSHH está discriminado na FIGURA 15 e sua obtenção foi descrita na seção 3.2.5.

3.3.2.2 Umidade antecedente do solo (AMC)

Para determinar a AMC foram utilizados dados de precipitação anteriores aos dias dos eventos de chuva analisados, provenientes da Agência Nacional de Águas (ANA) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Além disso, também foram avaliados os coeficientes de escoamento superficial do evento nos casos em que haviam falhas e indisponibilidade nos dados de precipitação. A TABELA 15 apresenta o AMC de cada evento avaliado.

TABELA 15 - DETERMINAÇÃO DO AMC DOS EVENTOS OBSERVADOS

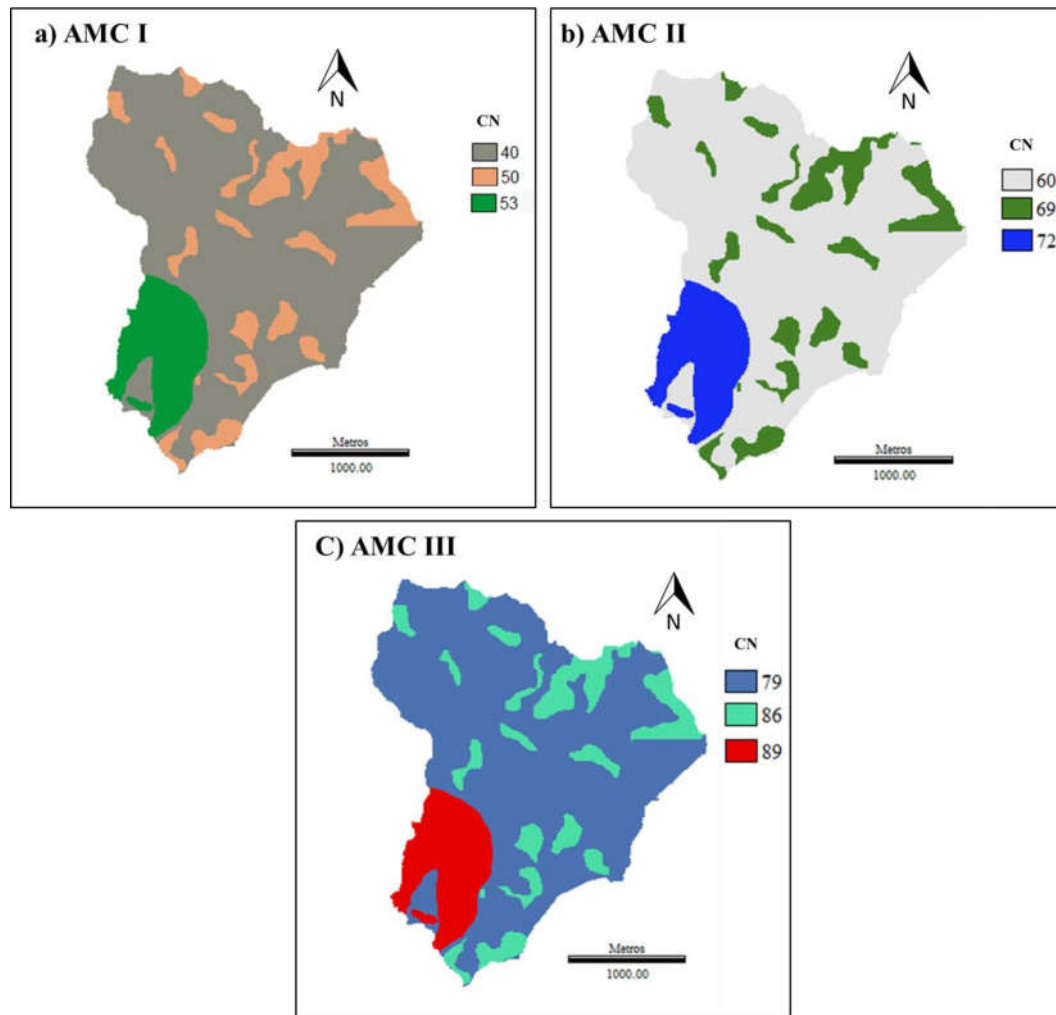
Evento	Data	AMC
A	03/03/1980	III
B	03/08/1979	II
C	05/12/1981	II
D	11/07/1981	II
E	16/02/1980	I
F	18/05/1979	II
G	20/07/1979	II
H	26/08/1981	II
I	30/11/1980	II

FONTE: O autor (2017).

3.3.2.3 Determinação do CN por pixel

O valor de CN para cada pixel foi obtido a partir do cruzamento georreferenciado das informações sobre uso do solo, tipo do solo e umidade antecedente. O CN de cada pixel da BSHS é apresentado nas FIGURAS 22a, 22b e 22c, que se referem às condições de umidade I, II e III, respectivamente.

FIGURA 22 - VALORES DE CN POR PIXEL NA BSHH: a) AMC I; b) AMC II; c) AMC III



FONTE: O autor (2017).

3.3.2.4 Ajuste do parâmetro λ para estimativa das perdas iniciais

Como foi visto, o NRCS recomenda adotar $\lambda = 0,2$. No entanto, muitos estudos indicam que na realidade esse valor costuma variar bastante. Por esse motivo, optou-se nesse trabalho por ajustar o parâmetro. Esse ajuste foi realizado por meio do método conhecido como “Ajuste por tentativa e erro”, de forma a aproximar os resultados observados e calculados, principalmente em relação ao tempo de pico e vazão do pico do hidrograma final.

3.3.3 Cálculo do hidrograma de cheia

3.3.3.1 Cálculo do HU do pixel

Para determinar o HU do pixel, as equações do Hidrograma Sintético Triangular do NRCS, vistas na seção 2.2.2.2, foram adaptadas para a abordagem distribuída.

Na abordagem concentrada, o tempo de pico, que é o tempo de subida do HU até atingir a vazão de pico, é encontrado a partir da aplicação da Equação (6) e é função do tempo de concentração (t_c) da bacia, onde tempo de concentração é o tempo necessário para que toda a bacia contribua para o escoamento superficial no exutório. Na abordagem distribuída, o tempo de concentração da Equação (6) é o tempo necessário para que todo o escoamento superficial gerado no pixel chegue ao exutório da bacia hidrográfica (T_{ve}).

Para acessar a informação sobre o tempo de viagem ao exutório da bacia, utiliza-se o mapa com o tempo de deslocamento da água em cada pixel (seção 3.3.2) e o plano de informação sobre a direção de fluxo, dessa forma, soma-se o tempo de viagem de cada pixel ao longo do escoamento até chegar ao exutório.

Para determinar o tempo de base (t_b) e vazão de pico (Q_p) do HU, utiliza-se as Equações (7) e (10), respectivamente. Contudo, na abordagem distribuída, a área da bacia (A) corresponde à área do pixel, que para uma resolução espacial de 1 m, é de 1 m².

3.3.3.2 Cálculo do hidrograma do pixel

A partir do hietograma de chuva excedente e do HU, e por meio do processo de convolução, determina-se o hidrograma em cada pixel.

3.3.3.3 Cálculo do hidrograma da bacia

Para calcular o hidrograma da bacia é realizada uma superposição dos hidrogramas de cada pixel no exutório da bacia.

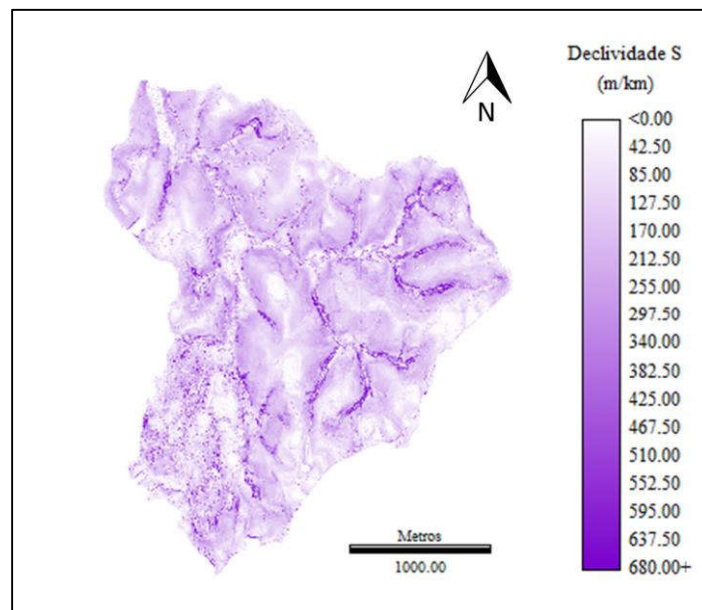
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na FIGURA 23 é apresentada a declividade de cada pixel em relação ao pixel de jusante. Os tons mais escuros representam os pixels onde a declividade é maior.

Já na FIGURA 24 são mostrados os resultados de tempo de percurso da água de cada pixel da BSHH até o exutório para o evento I. É possível perceber que os pixels mais distantes do exutório, em regiões com pequena declividade e em áreas com vegetação (FIGURA 15) são os que indicam os maiores tempos de deslocamento da água.

Vale destacar o fato de que cada evento possui um tempo de deslocamento por pixel distinto, já que esse tempo de percurso em superfície é função da lâmina P24, que é uma característica da chuva (Equação (11)).

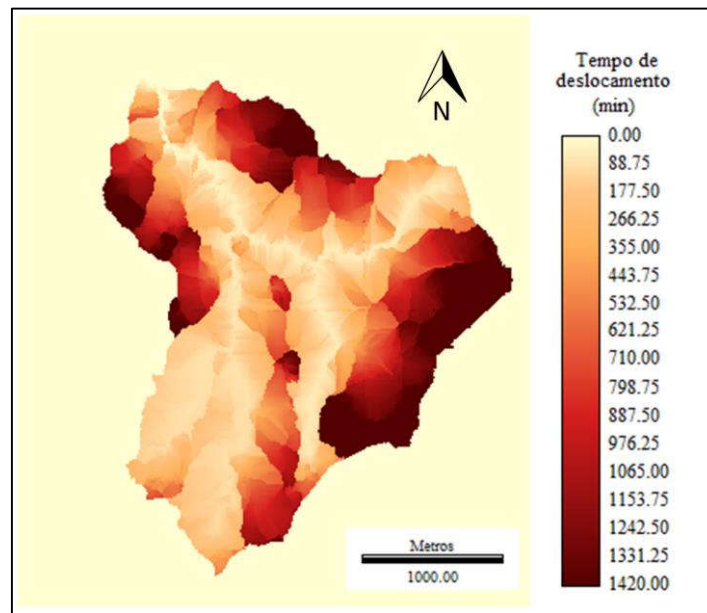
FIGURA 23 - BSHH: DECLIVIDADE POR PIXEL



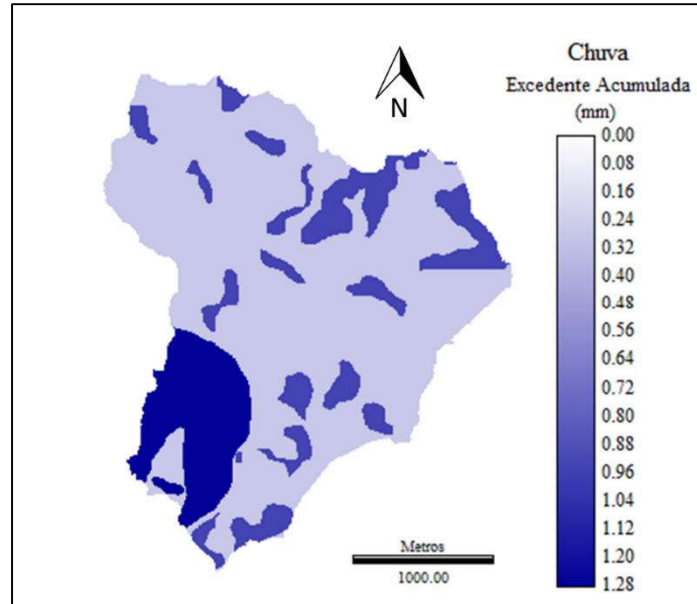
FONTE: O autor (2017).

A FIGURA 25 exibe o mapa de chuva excedente total acumulada em cada pixel da bacia para o evento I. Se comparado ao mapa de CN da FIGURA 22b (o evento I tem AMC II), é possível constatar que os pixels com maior CN, que se referem aos pixels que representam áreas urbanas por exemplo, são aqueles que produzem os maiores valores de chuva excedente, o que revela a capacidade do modelo de agregar a variabilidade espacial da geração do escoamento superficial.

FIGURA 24 - EVENTO I:TEMPO DE DESLOCAMENTO DO PIXEL ATÉ O EXUTÓRIO



FONTE: O autor (2017).

FIGURA 25 – EVENTO I: CHUVA EXCEDENTE ACUMULADA TOTAL POR PIXEL ($\lambda = 0.07$)

FONTE: O autor (2017).

As TABELAS 16 e 17 mostram um resumo dos resultados obtidos pelo modelo para Vazão de pico (Q_p), Tempo de pico (T_p) e Volume (V), e compara esses resultados com os valores observados através da estimativa do Erro relativo, dado pela Equação (19).

TABELA 16 - COMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS OBSERVADOS E OS RESULTADOS OBTIDOS PELO MODELO NRCS-CN-HUT COM λ CALIBRADO

Evento	Data	AMC	NRCS-CN-HUT Distribuído com λ calibrado											
			Observado						Vazão de pico					
			Qp (m ³ /s)	Tp (min)	Volume (mm)	λ	Qp (m ³ /s)	Erro relativo	Tp (min)	Erro relativo	V (mm)	Erro relativo	Volume	Erro relativo
A	03/03/1980	III	0.3440	390	1.15	0.01	0.3056	-11.17%	368	-5.64%	1.60	39.19%		
B	03/08/1979	II	0.2638	510	1.01	0.12	0.2859	8.39%	357	-30.00%	0.82	-18.94%		
C	05/12/1981	II	0.2250	360	0.61	0.13	0.2430	7.99%	277	-23.06%	0.58	-4.92%		
D	11/07/1981	II	0.1355	480	0.48	0.10	0.1253	-7.52%	381	-20.63%	0.42	-13.00%		
E	16/02/1980	I	0.1491	270	0.53	0.02	0.1326	-11.04%	233	-13.70%	0.58	11.18%		
F	18/05/1979	II	0.1896	600	0.58	0.15	0.1928	1.67%	525	-12.50%	0.83	43.18%		
G	20/07/1979	II	0.2522	660	0.88	0.19	0.2473	-1.94%	538	-18.48%	0.60	-31.66%		
H	26/08/1981	II	0.2067	630	0.74	0.16	0.2039	-1.38%	534	-15.24%	0.49	-33.18%		
I	30/11/1980	II	0.1660	390	0.48	0.07	0.1519	-8.50%	419	7.44%	0.49	2.05%		
Média	-	-	-	-	-	0.11	-	-2.61%	-	-14.65%	-	-0.68%		

FONTE: O autor (2017).

TABELA 17 - COMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS OBSERVADOS E OS RESULTADOS OBTIDOS PELO MODELO NRCS-CN-HUT COM $\lambda = 0.2$

Evento	Data	AMC	Observado			NRCS-CN-HUT Distribuído com $\lambda = 0.2$						
			Qp (m ³ /s)	Tp (min)	Volume (mm)	Qp (m ³ /s)	Tp (min)	Volume (mm)				
A	03/03/1980	III	0.3440	390	1.15	0.0410	389	0.18	-88.09%	-0.26%	0.18	-84.42%
B	03/08/1979	II	0.2638	510	1.01	0.0645	375	0.12	-75.54%	-26.47%	0.12	-87.61%
C	05/12/1981	II	0.2250	360	0.61	0.0542	291	0.10	-75.89%	-19.17%	0.10	-83.88%
D	11/07/1981	II	0.1355	480	0.48	0.0044	412	0.01	-96.76%	-14.17%	0.01	-98.81%
E	16/02/1980	I	0.1491	270	0.53	0.0000	0	0.00	-100.00%	-100.00%	0.00	-100.00%
F	18/05/1979	II	0.1896	600	0.58	0.0829	545	0.30	-56.26%	-9.17%	0.30	-47.52%
G	20/07/1979	II	0.2522	660	0.88	0.2136	539	0.48	-15.31%	-18.33%	0.48	-45.63%
H	26/08/1981	II	0.2067	630	0.74	0.1012	539	0.21	-51.04%	-14.44%	0.21	-71.62%
I	30/11/1980	II	0.1660	390	0.48	0.0000	0	0.00	-100.00%	-100.00%	0.00	-100.00%
Média	-	-	-	-	-	-	-	-	-73.21%	-33.56%	-	-79.95%

FONTE: O autor (2017).

$$\text{Erro relativo (\%)} = \frac{\text{Simulado} - \text{Observado}}{\text{Observado}} \cdot 100 \quad (19)$$

A TABELA 16 se refere aos resultados obtidos a partir do ajuste do parâmetro λ . É possível observar que todos os eventos obtiveram um valor de λ inferior ao recomendado pelo método padrão ($\lambda = 0,2$).

O evento A foi o que apresentou o menor valor de λ , estimado em 0,01. Também é o evento que possui a menor lâmina de precipitação total e o maior volume de escoamento superficial em relação aos demais, o que parece incoerente, mas que pode ser explicado pela alta condição de umidade do solo anterior à chuva, já que ele corresponde ao único evento com AMC III. No entanto o fato de considerar um CN maior devido à condição de umidade não foi suficiente para encontrar um resultado mais próximo ao observado, por isso, durante a calibração foi estimada uma menor perda inicial para conseguir simular um hidrograma mais próximo ao real.

Por outro lado, o evento G é o que possui o maior valor de λ (0,19) e o mais próximo do valor padrão. Também é o evento com a maior precipitação acumulada total, por esse motivo, o modelo considerou uma maior perda inicial para conseguir representar o hidrograma observado com maior fidelidade.

Avaliando os nove eventos, foi encontrado um λ médio de 0,11. No geral, o parâmetro esteve dentro da margem de valores relatada pela literatura, confirmando a sugestão de alguns autores de considerar valores menores para o parâmetro, já que essa foi a tendência identificada em todos os eventos.

Utilizando o mesmo modelo aqui apresentado e em uma bacia hidrográfica localizada em uma região próxima à BSHH (Cascata I), Costa (2017) também calibrou o λ , e obteve em grande parte dos seus eventos avaliados uma menor estimativa para o parâmetro.

A TABELA 17 por sua vez, exhibe os resultados obtidos sem o ajuste do parâmetro, considerando o λ padrão. No geral, os resultados sem a calibração se mostraram bastante inferiores, principalmente em relação ao volume escoado e à vazão de pico. Nos eventos E e I, por exemplo, o modelo previu inexistência de escoamento superficial, o que revela uma tendência de superestimar as perdas iniciais quando se considera $\lambda = 0,2$.

Com relação à vazão de pico, foram obtidos valores mais distantes dos observados em todos os eventos analisados. Além disso esses valores foram subestimados em todos eles. Em média, foi identificado um erro de -73,21% da vazão de pico observada quando a simulação é

feita sem a calibração do λ . Por lado, com a calibração, o erro relativo médio na estimativa da vazão de pico foi reduzido para -2,61%.

No que diz respeito ao volume total escoado, sem a calibração, o modelo simulou valores inferiores aos observados e em média foi estimada uma redução de cerca de -79,95% em relação ao volume observado. Com a calibração, esse erro médio caiu para -0,68%. Na prática, isso revela que para a BSHH, a tendência do modelo é de subestimar o volume total escoado quando não se calibra o parâmetro λ .

Contudo, no que se refere ao tempo de pico, não foi observada mudança significativa com a calibração, exceto nos casos em que não há geração de escoamento, já que nesses casos o tempo de pico é nulo. No geral, considerar a perda padrão melhorou um pouco os valores do tempo de pico, isso porque, como será relatado, o modelo apresenta uma tendência de estimar tempos de pico menores, logo, quando se considera uma perda inicial maior, significa que o escoamento leva um maior tempo para acontecer, o que acaba se refletindo no tempo de pico do hidrograma.

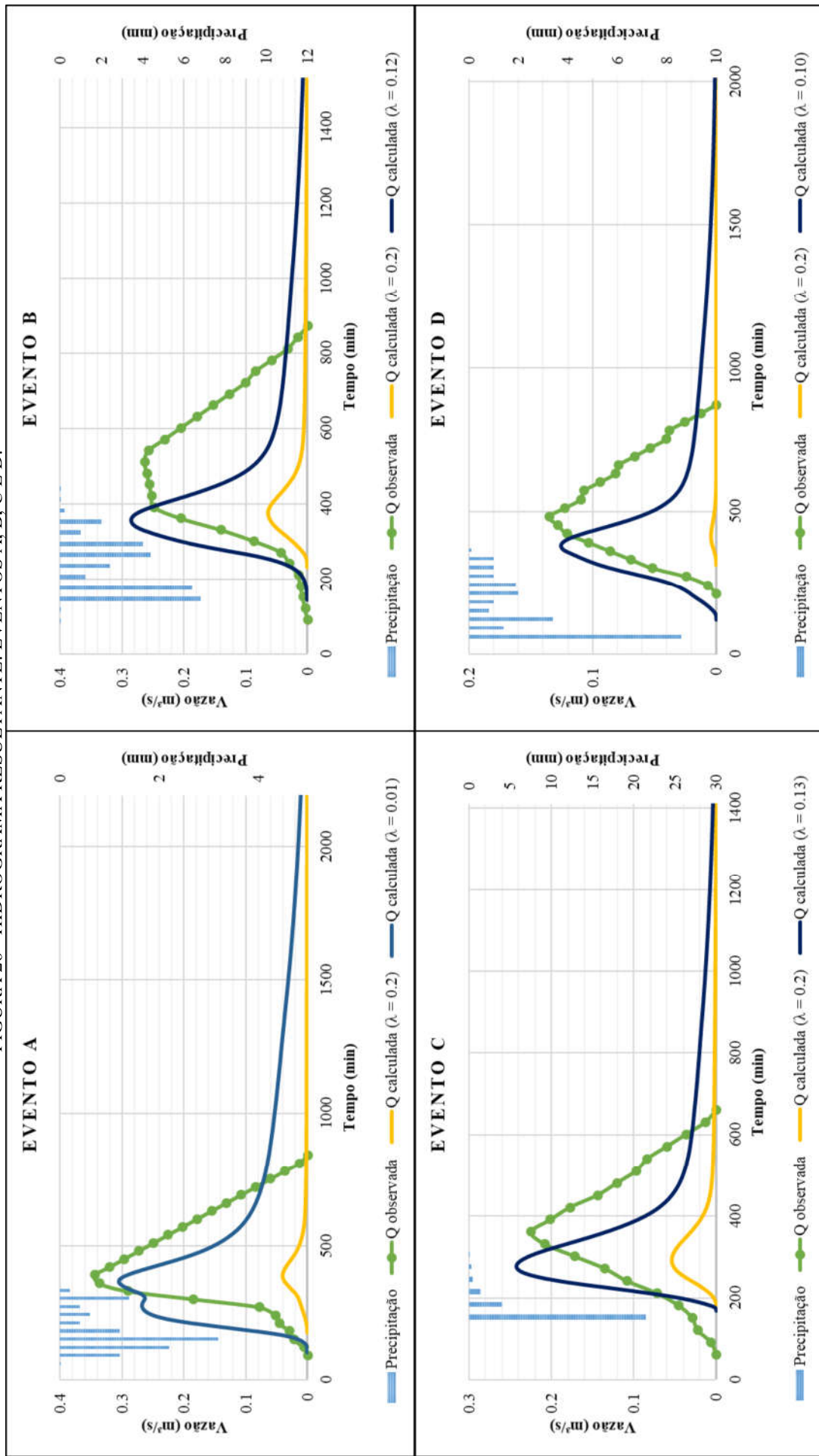
As FIGURAS 26, 27 e 28 mostram os hidrogramas resultantes de cada um dos eventos de chuva avaliados.

Com relação à vazão de pico, as melhores simulações foram realizadas para os eventos H, F e G, com erros em relação à vazão de pico observada de -1,38%, 1,67% e -1,94%, respectivamente. Esses três eventos apresentam algumas características em comum:

- Maior precipitação total acumulada em relação aos demais eventos.
- Intensidade média da chuva é muito próxima entre eles, variando entre 3,43 e 3,79 mm/h.
- Condição de umidade antecedente do solo média (AMC II).
- Maiores valores para o parâmetro λ em relação aos demais eventos.

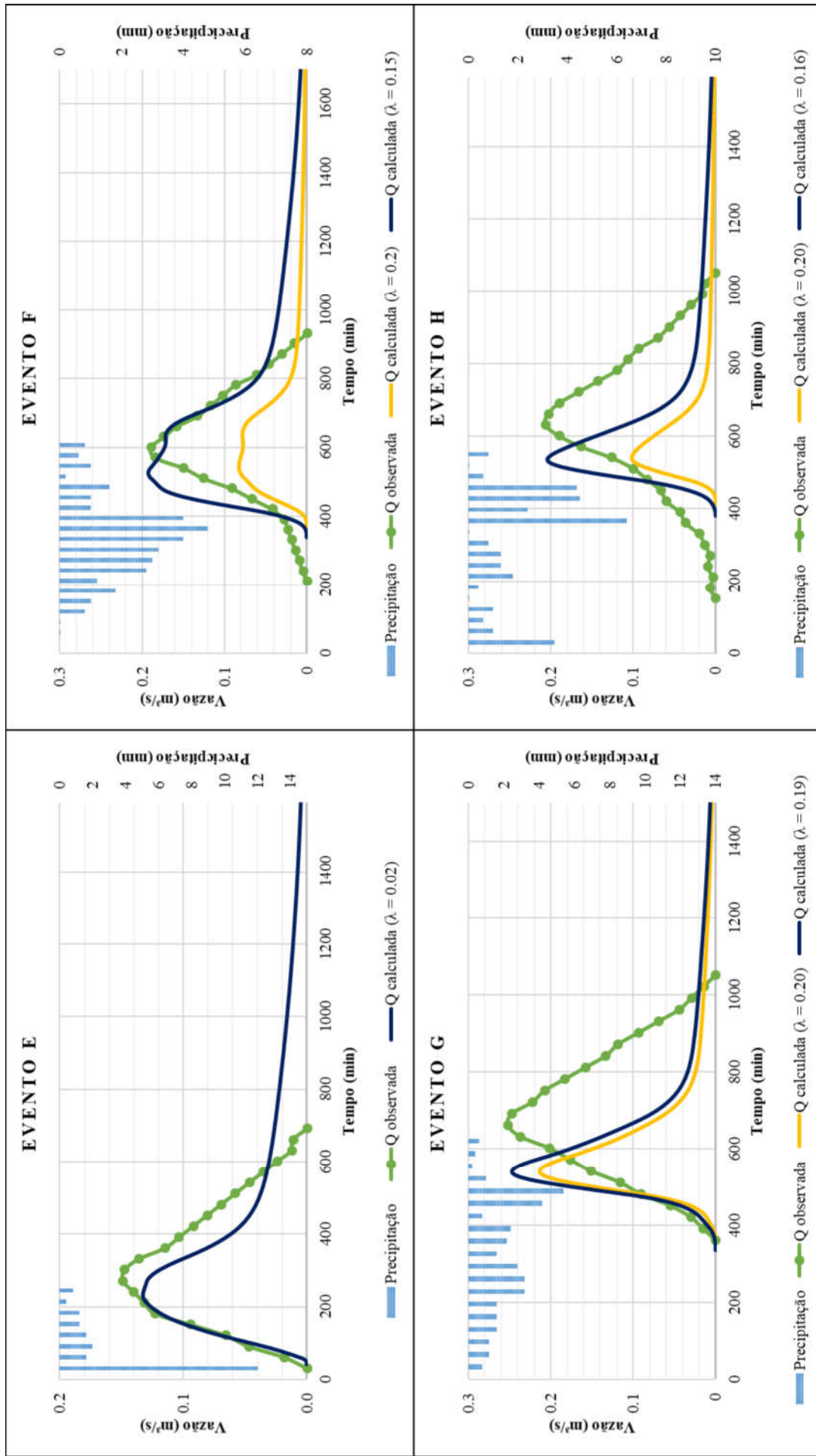
Por outro lado, as piores simulações para vazão de pico foram feitas para os eventos A e E, cujo erro relativo em relação à vazão de pico observada foi de cerca de -11,17% e -11,04%, respectivamente. Em comum, ambos os eventos apresentam uma menor precipitação acumulada total e os menores valores para o parâmetro λ em relação aos demais eventos. No entanto, o evento A possui AMC III, enquanto que o evento E apresenta AMC I.

FIGURA 26 - HIDROGRAMA RESULTANTE: EVENTOS A, B, C E D.



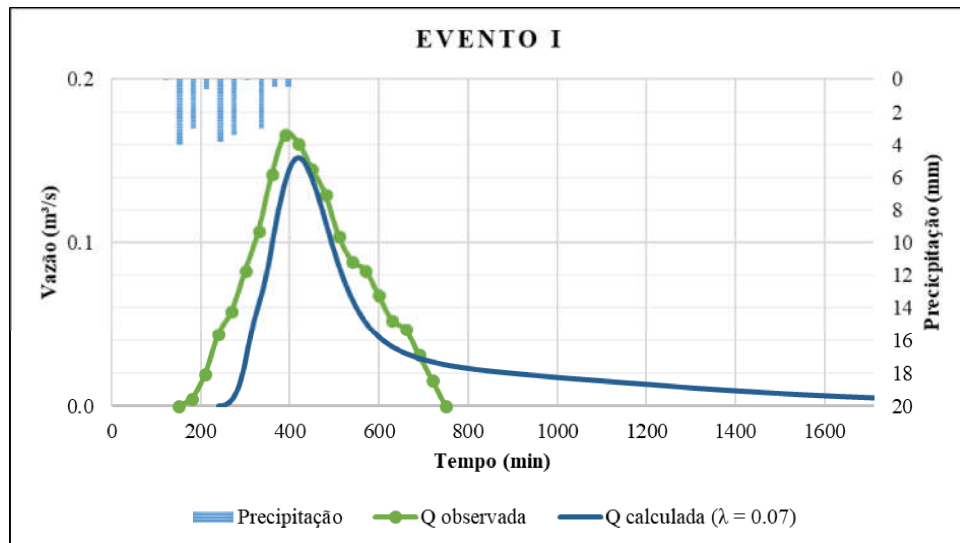
FONTE: O autor (2017).

FIGURA 27 - HIDROGRAMA RESULTANTE: EVENTOS E, F, G E H.



FONTE: O autor (2017).

FIGURA 28 - HIDROGRAMA RESULTANTE: EVENTO I



FONTE: O autor (2017).

No geral, pode-se dizer que o modelo NRCS-CN-HUT Distribuído aplicado com resolução espacial de 1 m conseguiu prever com uma considerável precisão a vazão de pico do hidrograma. Em 6 dos 9 eventos a tendência foi de subestimar a vazão de pico e em média, o modelo simulou a vazão de pico com um erro de -2,61% em relação à vazão de pico observada. Já Costa (2017) identificou a tendência de superestimar as vazões de pico, também calibrando o λ , mas para uma resolução espacial de 30 m.

No que se refere ao tempo de pico, as melhores previsões foram feitas para os eventos A e I, que apresentaram erros de -5,64% e 7,44% em relação ao tempo de pico observado, respectivamente. Ambos os eventos possuem precipitação acumulada total relativamente baixa, além de apresentarem valores relativamente menores para λ . Vale ressaltar que o evento I foi o único no qual o modelo previu um tempo de pico maior do que o observado.

Em contrapartida, as previsões menos precisas em relação ao tempo de pico foram realizadas para os eventos C e B, com erros relativos ao tempo de pico observado de -23,06% e -30,00%, respectivamente. Ao comparar com os eventos A e I, que foram os eventos nos quais o modelo simulou o tempo de pico com maior precisão, pode-se perceber que os eventos C e B apresentam maiores valores para chuva acumulada total, bem como maiores valores para λ .

A tendência observada em 8 dos 9 eventos foi a diminuição do tempo de pico do hidrograma a partir da aplicação do modelo NRCS-CN-HUT Distribuído com resolução espacial de 1 m. Em média, o modelo simulou tempos de pico com um erro de -14,65% em relação aos tempos de pico observados. Costa (2017) também identificou a mesma tendência de subestimar o tempo de pico do hidrograma para a resolução espacial de 30 m.

Avaliando o volume total escoado simulado pelo modelo em cada evento, identificou-se que foram desenvolvidos melhores resultados para os eventos I e C, que apresentaram um erro em relação ao volume observado de cerca de 2,05% e -4,92%, respectivamente. Por outro lado, para os eventos A e F, a modelagem previu um volume escoado com um erro significativo em relação ao volume observado (39,19% e 43,18%, respectivamente).

Em 5 dos 9 eventos avaliados, o volume total escoado obtido pelo modelo foi menor do que o volume observado, e em média houve uma tendência de subestimar o volume total, com um erro médio de -0,68%.

Analisando a forma dos hidrogramas obtidos pelo modelo, é possível observar que em todos eles houve uma tendência de estimar um elevado tempo de base. Ao passo que a vazão direta observada causada pelo escoamento superficial no evento A, por exemplo, termina no instante $t = 810$ min, no hidrograma calculado pelo modelo, o escoamento só finaliza no instante $t = 3340$ min, uma diferença de quase 2 dias. Além disso, a vazão correspondente a esse instante $t = 3340$ min no hidrograma calculado é insignificante ($1E-8$ m³/s). Esse comportamento se deve ao fato de que alguns pixels apresentam tempos de deslocamento até o exutório muito altos, superestimado por fatores como pequena declividade, o que acaba por “esticar” a base do hidrograma final.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

No estudo da BSHS, a simulação hidrológica com o modelo NRCS-CN-HUT Distribuído utilizando o MDE com resolução espacial de 1 m permitiu identificar os seguintes comportamentos para os hidrogramas resultantes:

- a) Considerável sensibilidade do modelo ao valor do parâmetro λ para estimativa das perdas iniciais;
- b) A calibração do parâmetro λ revelou que o modelo obteve melhores resultados quando se considerou perdas iniciais menores, em concordância com os autores que sugerem utilizar menores valores para o parâmetro;
- c) O modelo conseguiu prever com uma considerável precisão a vazão de pico do hidrograma e em média apresentou uma tendência de subestimar essa vazão de pico;
- d) Tendência de prever picos de vazão com maior antecedência;
- e) Comparado aos dados observados, os erros na estimativa do volume total escoado variaram bastante de evento para evento e não foi encontrada uma tendência

preponderante de subestimar ou superestimar esse volume. De forma geral, as previsões quanto ao volume total indicaram erros significativos.

Apesar de representar a topografia do terreno com maior fidelidade, a modelagem com dados tão detalhados tornou lento o processamento computacional, dada a grande quantidade de informações. Para se ter uma ideia, a BSHH, considerada pequena (6 km²), quando subdividida em pixels de 1 m, gerou uma matriz com quase 6 milhões de elementos, o que além de implicar em maior tempo de processamento, exige grande capacidade de armazenamento. O que na prática dificulta bastante o processo de simulação.

Nesse sentido, Veeck (2017) tem desenvolvido estudos com a mesma bacia hidrográfica para identificar os efeitos que resoluções espaciais menores (2, 10 e 30 m) produziram nos hidrogramas simulados para os mesmos eventos de precipitação utilizados nesse estudo.

Dada a importância do parâmetro λ nos resultados da simulação, cabe questionar qual seria o valor ideal para o parâmetro na modelagem de uma bacia sem dados observados de precipitação e vazão. Nesse contexto, são necessários estudos que apontem se, na utilização do modelo aqui proposto, seria prudente adotar um menor valor para o parâmetro em relação ao valor padrão em qualquer bacia estudada.

REFERÊNCIAS

- ABBOT, M. B.; REFSGAARD, J. C. **Distributed hydrological modelling**. London: Kluwer Academic Publishers, 1996.
- AJWARD, M. H. **A Spatially Distributed Unit Hydrograph Model using a Geographical Information System**. 1996. Tese - Civil Engineering Dept., University of Calgary, Calgary, 1996.
- AMERICAN WATER WORKS ASSOCIATION (AWWA). **Spillway design practice**. New York: AWWA, 1966.
- BAPTISTA, M. B. **Hidráulica Aplicada**. Porto Alegre: ABRH, 2011.
- BEVEN, K. Distributed models. In: ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. **Hydrological models**. New York: John Wiley, 1985.
- BURROUGH, P. A.; MCDONNELL, R. A. **Principles of Geographical Information Systems: Spatial Information Systems and Geostatistics**. Oxford: Oxford University Press, 1998.
- CÂMARA, G.; ORTIZ, M. J. Sistemas de Informação Geográfica para aplicações ambientais e cadastrais: uma visão geral. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA (CONBEA), 27., 1998, Poços de Calda. **Anais...** Lavras: UFLA: SBEA, 1998. p. 59-88.
- CANHOLI, A. P. **Drenagem urbana e controle de enchentes**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.
- CHARRIER, R.; LI, Y. Assessing resolution and source effects of digital elevation models on automated floodplain delineation: A case study from the Camp Creek Watershed, Missouri. **Applied Geography**, v. 34, p. 38-46, 2012.
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied hydrology**. McGraw-Hill, 1988.
- COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo hidrologia**. Porto Alegre: IPH/UFRGS, 2010.
- COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia: para engenharia e ciências ambientais**. Porto Alegre: ABRH, 2013.
- COSTA, F. F. da. **Abordagem distribuída para simulação chuva – vazão em pequenas bacias hidrográficas**. 2017. 124 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) – Centro de Tecnologia, UFPB, João Pessoa, 2017.
- DINGMAN, S. L. **Physical Hydrology**. 2 Ed. Pearson Education, 2001.

- FANG, X. et al. Time of concentration estimated using watershed parameters determined by automated and manual methods. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 134, n. 2, p. 202-211, 2008.
- GALVANIN, E. A. S.; POZ, A. P. D. Sistema LiDAR e métodos de interpolação de dados. **Revista de Geografia (UFPE)**, v. 30, n. 1, p. 91-102, 2013.
- GIONGO, M. LiDAR: princípios e aplicações florestais. **Pesquisa Florestal Brasileira**, v. 30, n. 63, p. 231-244, 2010.
- GRIMALDI, S. et al. Time of concentration: a paradox in modern hydrology. **Hydrological Sciences Journal**, v. 57, n. 2, p. 217-228, 2012.
- GROVE, M.; HARBOR, J.; ENGEL, B. Composite vs. Distributed Curve Numbers: effects on estimates of storm runoff depths. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 34, n. 5, p. 1015-1023, 1998.
- HASENACK, H. et al. **Diagnóstico ambiental de Porto Alegre: geologia, solos, drenagem, vegetação/ocupação e paisagem**. Porto Alegre: Secretaria Municipal de Meio Ambiente, 2008.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **EMBRAPA – Mapa de Solos do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 2001.
- INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS (IPH). **Plano diretor de drenagem urbana: manual de drenagem urbana**. Porto Alegre: IPH/UFRGS, 2005.
- JEAN, S. K. et al. RS and Geographical Information system–based evaluation of Distributed and Composite Curve Number techniques. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 17, n. 11, p. 1278-1286, 2012.
- KAISER, I. M. **Avaliação de métodos de composição de campos de precipitação para uso em modelos hidrológicos distribuídos**. 2006. 400 p. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) – Escola de engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2006.
- LIMA, D. M. **Hidrograma unitário via geoprocessamento para a simulação do impacto da urbanização sobre a geração de escoamento**. 28 p. Relatório final do Programa de Iniciação Científica da UFPB – Centro de Tecnologia, UFPB, João Pessoa, 2015.
- LIMA, D. M.; PAZ, A. R. da. Estudo do efeito da caracterização da rede de drenagem na determinação do tempo de concentração via geoprocessamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GESTÃO AMBIENTAL (CONGEA), 7., 2016, Campina Grande. **Anais...** Campina Grande: IBEAS, 2016.
- LONGLEY, P. A. et al. **Geographic Information Science and Systems**. 4. Ed. Hoboken, NJ: Wiley, 2015.
- MAIDMENT, D. R. Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS. In: HYDROGIS, 1993, Vienna. **Proceedings...** IAHS, 1993. p. 181-192.

MAIDMENT, D. R. et al. Unit Hydrograph derived from a spatially distributed velocity field. **Hydrological Processes**, v. 10, p. 831-844, 1996.

MELESSE, A. M.; GRAHAM, W. D. Storm runoff prediction based on a spatially distributed travel time method utilizing remote sensing and GIS. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 40, n. 4, p. 863-879, 2004.

MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A. **Geoprocessamento em recursos hídricos: princípios, integração e aplicação**. 1 Ed. Porto Alegre: ABRH, 2001.

MURPHY, P. N. C. et al. Stream network modelling using lidar and photogrammetric digital elevation models: a comparison and field verification. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 1747-1754, 2008.

MUZIK I. GIS Derived Distributed Unit Hydrograph, a new tool for flood modeling. In: DEVELOPMENTS IN COMPUTER AIDED DESIGN AND MODELING FOR CIVIL ENGINEERING, 1995, Edinburg. **Book Manograph**... Edinburg: Civil-Comp Press, 1995. p. 243-247.

NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE (NRCS). **Chapter 10**: estimation of direct runoff from storm rainfall. Disponível em: <<https://www.wcc.nrcs.usda.gov/ftpref/wntsc/H&H/NEHhydrology/ch10.pdf>>. Acesso em: 18 nov. 2017.

NARAYANA, V. V. D. **Soil and water conservation research in India**. New Delhi : Indian Council of Agricultural Research (ICAR), 1993.

OLIVEIRA, F. E; MAIDMENT, D. Geographic information system (GIS) - based spatially distributed model for runoff routing. **Water Resources Research**, v. 35, n. 4, p. 1155-1164, 1999.

PAZ, A. R. **Hidrologia Aplicada**. Disponível em: <http://www.ct.ufpb.br/~adrianorpaz/artigos/apostila_HIDROLOGIA_APLICADA_UERGS.pdf>. Acesso em: 18 nov. 2017.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. Derivação de rede de drenagem a partir de dados do SRTM. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 2, n. 2, p. 84-95, 2008.

PAZ, A. R. et al. Discretização de modelos hidrológicos de grande escala: grade regular x mini-bacias. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 19., 2011, Maceió. **Anais**... Porto Alegre: ABRH, 2011.

PONCE, V. M.; HAWKINS, R. H. Runoff Curve Number: has it reached maturity? **Journal of Hydrologic Engineering**, p. 11-19, 1996.

SARTORI, A.; NETO, F. L.; GENOVEZ, A. M. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a estimativa da chuva excedente com o método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos. Parte 1: Classificação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos (RBRH)**, v. 10, n. 4, p. 5-18, 2005.

SARTORI, A.; GENOVEZ, A. M. Critérios para Classificação Hidrológica de Solos Tropicais Brasileiros. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 19., 2011, Maceió. **Anais...** Porto Alegre: ABRH, 2011.

SÃO PAULO (CIDADE). **Manual de drenagem e manejo de águas pluviais: aspectos tecnológicos; fundamentos.** São Paulo: SMDU, 2012.

SERRA, L. S. **Incertezas no cálculo da declividade para a simulação chuva-vazão com abordagem distribuída NRCS-CN-HU.** Monografia (Bacharelado em Engenharia Ambiental) – Centro de Tecnologia, UFPB, João Pessoa, 2017.

SILVA, M. R. de F. **Efeito da resolução espacial na modelagem chuva-vazão da bacia hidrográfica do Rio Cuiá, em João Pessoa-PB.** Monografia (Bacharelado em Engenharia Ambiental) – Centro de Tecnologia, UFPB, João Pessoa, 2017.

SILVEIRA, A. L. L. Impactos hidrológicos da urbanização em Porto Alegre. In: TUCCI, C.E. M.; MARQUES, D. M. **Avaliação e Controle da Drenagem Urbana.** Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS, 2000. p. 153-163.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação.** 2. Ed. Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS, 1997.

TUCCI, C. E. M. Parâmetros do hidrograma unitário para bacias urbanas brasileiras. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos (RBRH)**, v. 8, n. 2, p. 195–199, 2003.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos.** 2. Ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2005.

VEECK, S. **Modelagem hidrológica de pequenas bacias hidrográficas a partir de dados de elevação obtidos por LiDAR.** 2017. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) – Centro de Tecnologia, UFPB, João Pessoa, 2017. No prelo.

WOLOCK, D. M.; PRICE, C. V. Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. **Water Resources Research**, v. 30, n. 11, p. 3041-3052, 1994.

YANG, P. et al. What is the effect of LiDAR-derived DEM resolution on large-scale watershed model results? **Environmental Modelling & Software**, v. 58, p. 48-57, 2014.

ZHANG, W.; MONTGOMERY, D. R. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. **Water Resources Research**, v. 30, n. 5, p. 1019-1028, 1994.

ZUAZO, V.; GIRONÁS, J.; NIEMANN, J. D. Assessing the impact of travel time formulations on the performance of spatially distributed travel time methods applied to hillslopes. **Journal of Hydrology**, v. 519, Part B, p. 1315–1327, 2014.

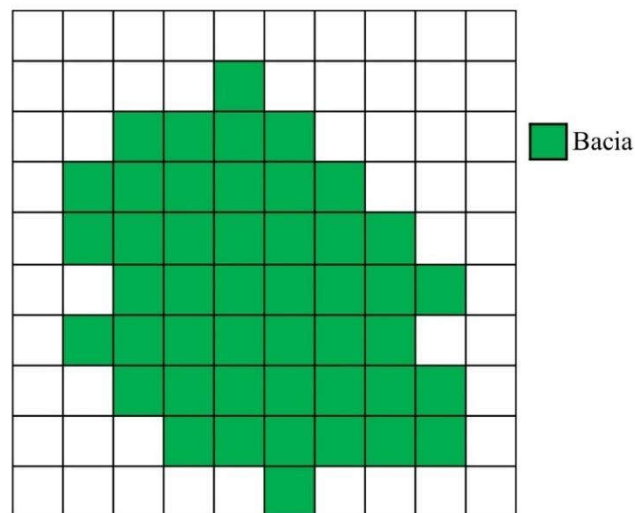
APÊNDICE A – PASSOS DE CÁLCULO DA ROTINA COMPUTACIONAL

a) Cálculo do tempo de deslocamento da água por pixel

Passo 1: Identificação dos pixels da bacia

A título ilustrativo, considere a bacia hipotética apresentada na FIGURA 29. Em um primeiro momento, a rotina identifica os pixels pertencentes à bacia hidrográfica estudada através do “Mapa de delimitação da bacia”.

FIGURA 29 – EXEMPLO: MAPA DE DELIMITAÇÃO DA BACIA

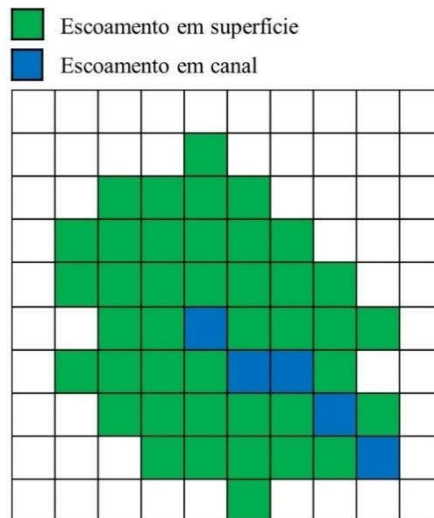


FONTE: O autor (2017).

Passo 2: Diferenciação do tipo de escoamento

A partir do “Mapa do traçado da rede de drenagem” (FIGURA 30), a rotina diferencia os pixels que representam áreas de escoamento em superfície e áreas de escoamento em canal.

FIGURA 30 – EXEMPLO: MAPA DO TRAÇADO DA REDE DE DRENAGEM

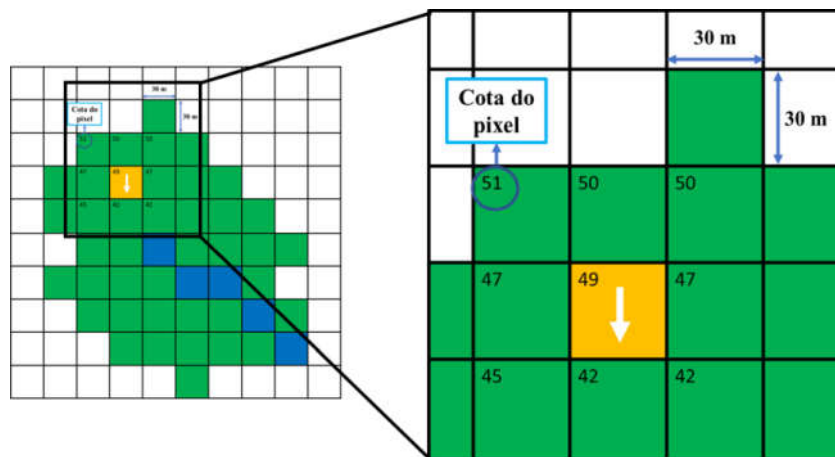


FONTE: O autor (2017).

Passo 3: Pixels de escoamento em superfície

Para os pixels pertencentes ao escoamento em superfície, a rotina estima o tempo de deslocamento da água em cada pixel através da Equação (11). Tomemos como exemplo o pixel em laranja contido na FIGURA 31.

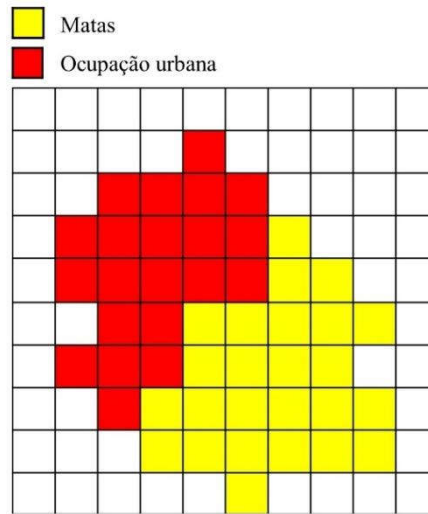
FIGURA 31 - EXEMPLO: CÁLCULO DO TEMPO DE DESLOCAMENTO DO PIXEL EM LARANJA



FONTE: O autor (2017).

Para determinar o Manning do pixel, a rotina identifica o uso do solo do pixel analisado através do “Mapa de uso do solo” (FIGURA 32) e associa ao coeficiente de rugosidade definido pelo usuário. No caso do pixel em questão o uso do solo é “ocupação urbana”, o que corresponde a um Manning de 0,024.

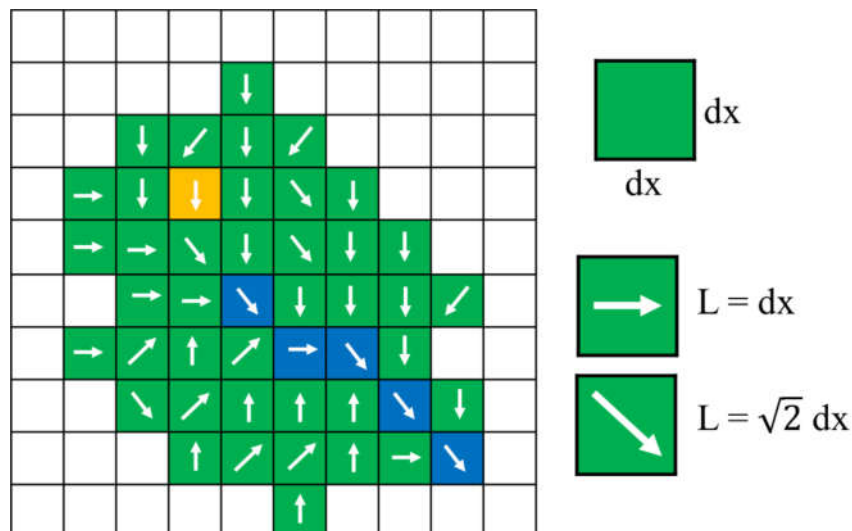
FIGURA 32 - EXEMPLO: MAPA DE USO SOLO



FONTE: O autor (2017).

Para calcular o comprimento (L) ao longo do escoamento dentro do pixel, o programa utiliza o plano de informação sobre “Direções do fluxo” (FIGURA 33). Para determinar a direção do fluxo no pixel, foi analisado qual dos oito pixels vizinhos culminariam numa maior declividade. No pixel em questão, o escoamento preferencial é na direção ortogonal, sendo L igual à medida do lado do pixel ($L = 30$ m).

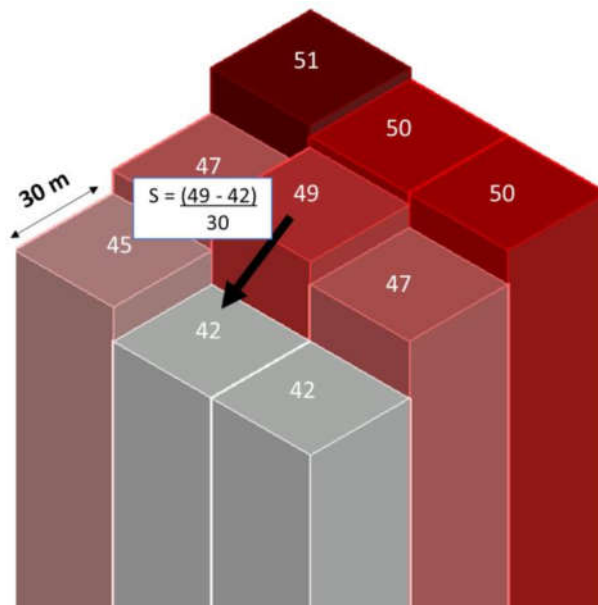
FIGURA 33 - EXEMPLO: DIREÇÃO DO FLUXO



FONTE: O autor (2017).

Para o calcular a declividade S a rotina utiliza a Equação (14), a partir das informações do MDE (FIGURA 34).

FIGURA 34 - EXEMPLO: CÁLCULO DA DECLIVIDADE (S)



FONTE: O autor (2017)

Portanto, considerando uma lâmina $P_{24} = 20$ mm, o tempo de deslocamento no pixel laranja seria:

$$T_s = \frac{5,474 \cdot (n \cdot L)^{0,8}}{P_{24}^{0,5} \cdot S^{0,4}} = \frac{5,474 \cdot (0,024 \cdot 30)^{0,8}}{20^{0,5} \cdot 0,23^{0,4}} = 1,69 \text{ min}$$

Passo 4: Pixels de escoamento em canal

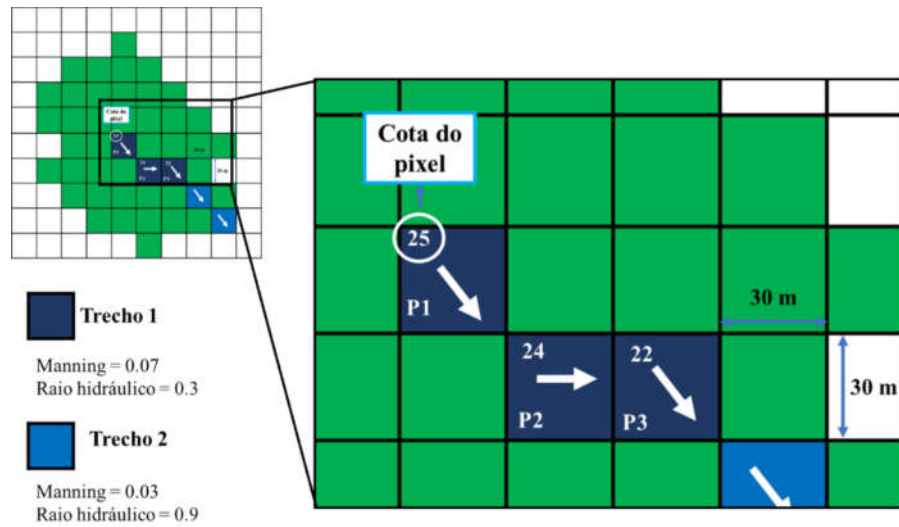
Para os pixels pertencentes ao escoamento em canal, a rotina estima o tempo de deslocamento da água em cada pixel através das Equações (15) e (17). Tomemos como exemplo o pixel P2 da FIGURA 35.

Como o pixel P2 pertence ao Trecho 1, a declividade do trecho é determinada através da Equação (18).

O valor de L_{trecho} é calculado somando o comprimento ao longo do escoamento em cada pixel do trecho:

$$L_{trecho} = L_{P1} + L_{P2} + L_{P3} = 30\sqrt{2} \text{ m} + 30 \text{ m} + 30\sqrt{2} \text{ m} = 114,85 \text{ m}$$

FIGURA 35 - EXEMPLO: CÁLCULO DO TEMPO DE DESLOCAMENTO DO PIXEL P2



FONTE: O autor (2017)

A declividade é função da cota do pixel a montante e a jusante do trecho:

$$S = \frac{C_i - C_f}{L_{trecho}} = \frac{(25 - 22) \text{ m}}{114,85 \text{ m}} = 0,026 \text{ m/m}$$

A velocidade da água no pixel P2 é dada por:

$$V = \frac{R_h^{2/3} \cdot S^{1/2}}{n} = \frac{0,3^{2/3} \cdot 0,026^{1/2}}{0,07} = 1,03 \text{ m/s}$$

Como o escoamento dentro do pixel P2 é ortogonal, L é igual a 30 m, logo o tempo de deslocamento no pixel é dado por:

$$T_c = \frac{L}{V} = \frac{30 \text{ m}}{1,03 \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot \frac{60 \text{ s}}{1 \text{ min}}} = 0,48 \text{ min}$$

b) *Cálculo da chuva excedente por pixel*

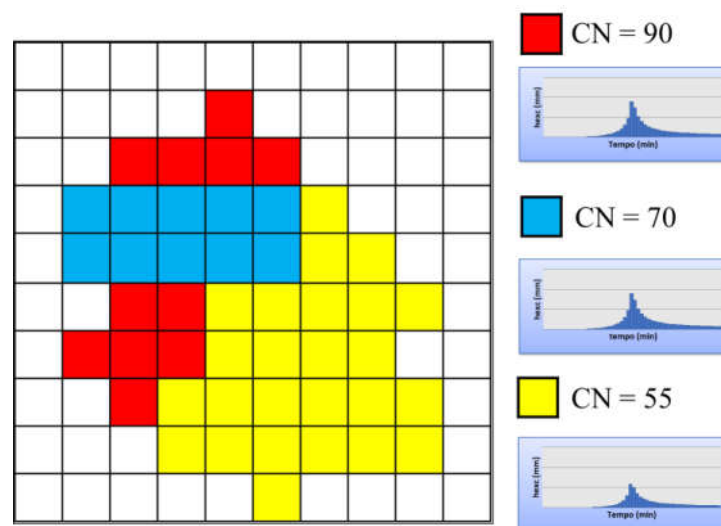
Passo 1: Identificação dos pixels da bacia

Tomemos como exemplo a bacia hipotética ilustrada na FIGURA 29. A partir daquele mapa, discriminado como “Mapa de delimitação da bacia”, o sistema computacional identifica os pixels pertencentes à bacia hidrográfica estudada.

Passo 2: Cálculo da retenção potencial máxima S do pixel

Por meio do “Mapa de CN” (FIGURA 36), que contém o valor de CN de cada pixel, a rotina estima a retenção potencial máxima S do pixel através da Equação (5).

FIGURA 36 - EXEMPLO: CN E CHUVA EXCEDENTE POR PIXEL



FONTE: O autor (2017)

Tomemos como exemplo o pixel com CN igual a 70 da FIGURA 36. A retenção potencial máxima S é dada por:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 = \frac{25400}{70} - 254 = 108,86 \text{ mm}$$

Passo 3: Cálculo das perdas iniciais

A partir da retenção máxima, a rotina calcula as perdas iniciais através da Equação (3). Nesse exemplo, será adotado um λ de 0,2.

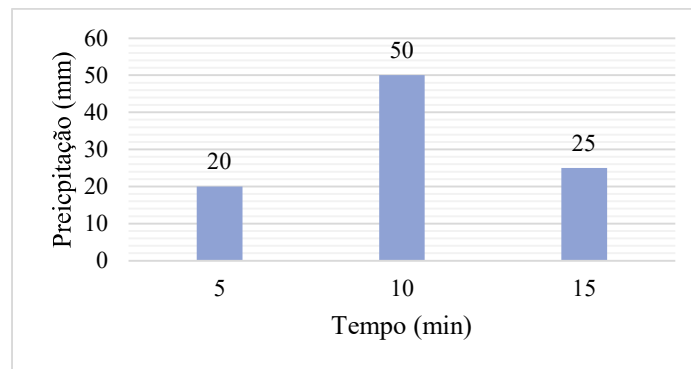
$$I_a = \lambda \cdot S = 0,2 \cdot 108,86 \text{ mm} = 21,77 \text{ mm}$$

Passo 4: Cálculo da chuva excedente por pixel

A partir do evento de precipitação, que contém a chuva discretizada em intervalos de tempo “d”, a rotina calcula a chuva excedente do pixel através da Equação (4) para cada bloco de precipitação, obtendo o “Hietograma de chuva excedente para cada pixel”.

Ainda no exemplo em questão, consideremos que se deseja fazer a simulação hidrológica para o evento de precipitação apresentado na FIGURA 37.

FIGURA 37 - EXEMPLO: EVENTO DE PRECIPITAÇÃO HIPOTÉTICO



FONTE: O autor (2017)

Aplicando a Equação (4), é possível construir a TABELA 18, apresentada a seguir.

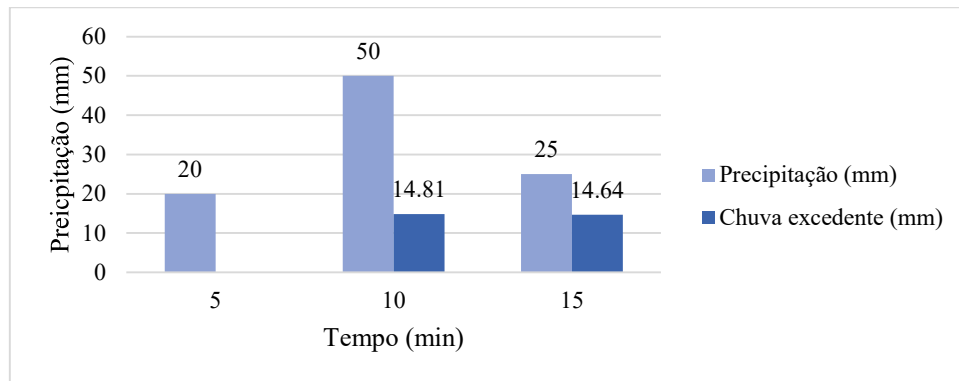
TABELA 18 – EXEMPLO DE CÁLCULO DA CHUVA EXCEDENTE EM UM PIXEL

T (min)	P (mm)	P acumulada (mm)	h_{exc} acumulada (mm)	h_{exc} (mm)
5	20,00	20,00	$20,00 < 21,77 \rightarrow h_{exc} = 0,00$	0,00
10	50,00	$50,00 + 20,00 = 70,00$	$h_{exc} = \frac{(70,00 - 21,77)^2}{70,00 + 0,8 \cdot 108,86} = 14,81 \text{ mm}$	14,81
15	25,00	$70,00 + 25,00 = 95,00$	$h_{exc} = \frac{(95,00 - 21,77)^2}{95,00 + 0,8 \cdot 108,86} = 29,45 \text{ mm}$	14,64

FONTE: O autor (2017)

A FIGURA 38 mostra o hietograma de chuva excedente para o pixel analisado.

FIGURA 38 - EXEMPLO: CHUVA EXCEDENTE EM UM PIXEL



FONTE: O autor (2017)

c) Cálculo do hidrograma final

Passo 1: Identificação dos pixels da bacia

A partir do mapa de “Delimitação da bacia” (FIGURA 29), o sistema computacional identifica os pixels pertencentes à bacia hidrográfica estudada.

Passo 2: Cálculo do HU

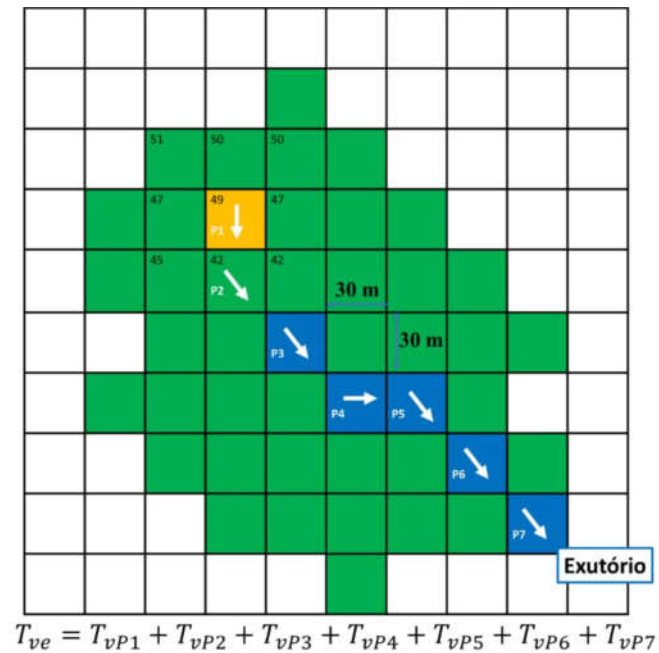
Em seguida, a rotina calcula t_p , t_b e Q_p do HU do pixel através das Equações (6), (7) e (10), respectivamente.

Tomaremos como exemplo para o cálculo do HU, o pixel P1 (em laranja) da FIGURA 39.

O termo t_c da Equação (6) é igual ao tempo de deslocamento da água do pixel até o exutório (T_{ve}). Por isso, a rotina realiza o somatório dos tempos de deslocamento da água em cada pixel a jusante do pixel analisado, até chegar ao pixel do exutório utilizando o “Mapa do tempo de deslocamento da água por pixel” e a “Direção de fluxo”, como apresentado na FIGURA 39. Considerando $T_{ve} = 20$ min e $d = 5$ min (discretização da chuva no exemplo anterior (b)), o tempo de pico (t_p) é dado por:

$$t_p = \frac{d}{2} + 0.6 \cdot t_c = \frac{(5/60) \text{ h}}{2} + 0.6 \cdot (20/60) \text{ h} = 0,24 \text{ h}$$

FIGURA 39 - EXEMPLO: CÁLCULO DO HU PARA O PIXEL P1



FONTE: O autor (2017).

O tempo de base (t_b), por sua vez, é calculado como se segue:

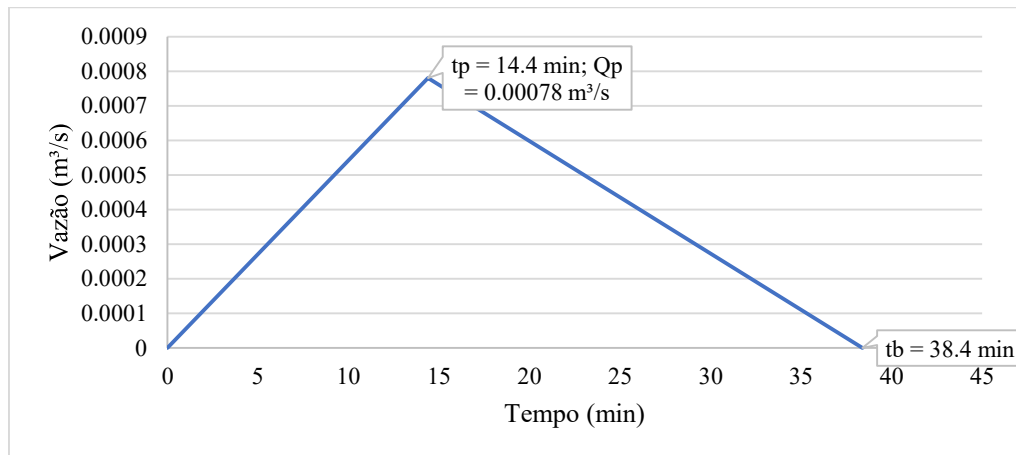
$$t_b = 2,67 \cdot t_p = 2,67 \cdot 0,24 \text{ h} = 0,64 \text{ h}$$

Para calcular a vazão de pico, a rotina determina a área do pixel em função da sua resolução espacial, que neste exemplo, é de 30 m.

$$Q_p = \frac{0,208 \cdot A}{t_p} = \frac{0,208 \cdot (0,03 \text{ km} \cdot 0,03 \text{ km})}{0,24 \text{ h}} = 0,00078 \text{ m}^3/\text{s}$$

A FIGURA 40 apresenta como seria o HUT do pixel P1 gerado pela rotina.

FIGURA 40 - EXEMPLO: HUT DO PIXEL P1



FONTE: O autor (2017)

Passo 3: Discretização do HU

Nessa etapa, a rotina calcula a vazão $q(t)$ correspondente no HUT a cada intervalo de duração “d”, através do processo discretização (Equação (10)).

No caso do pixel P1 da FIGURA 39, a discretização é feita em intervalos de 5 min, que corresponde à duração dos blocos de chuva excedente obtidos no exemplo anterior (b).

$$q_1 (5 \text{ min}) = \frac{Q_p}{t_p} \cdot t = \frac{0,00078 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}}{14,4 \text{ min}} \cdot 5 \text{ min} = 0,00027 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

$$q_2 (10 \text{ min}) = \frac{Q_p}{t_p} \cdot t = \frac{0,00078 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}}{14,4 \text{ min}} \cdot 10 \text{ min} = 0,00054 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

$$q_3 (15 \text{ min}) = Q_p \cdot \left(\frac{t_b - t}{t_b - t_p} \right) = 0,00078 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \cdot \left(\frac{38,40 \text{ min} - 15,00 \text{ min}}{38,40 \text{ min} - 14,40 \text{ min}} \right) = 0,00076 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

$$q_4 (20 \text{ min}) = Q_p \cdot \left(\frac{t_b - t}{t_b - t_p} \right) = 0,00078 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \cdot \left(\frac{38,40 \text{ min} - 20,00 \text{ min}}{38,40 \text{ min} - 14,40 \text{ min}} \right) = 0,00060 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

$$q_5 (25 \text{ min}) = Q_p \cdot \left(\frac{t_b - t}{t_b - t_p} \right) = 0,00078 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \cdot \left(\frac{38,40 \text{ min} - 25,00 \text{ min}}{38,40 \text{ min} - 14,40 \text{ min}} \right) = 0,00043 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

$$q_6 (30 \text{ min}) = Q_p \cdot \left(\frac{t_b - t}{t_b - t_p} \right) = 0,00078 \frac{m^3}{s} \cdot \left(\frac{38,40 \text{ min} - 30,00 \text{ min}}{38,40 \text{ min} - 14,40 \text{ min}} \right) = 0,00027 \frac{m^3}{s}$$

$$q_7 (35 \text{ min}) = Q_p \cdot \left(\frac{t_b - t}{t_b - t_p} \right) = 0,00078 \frac{m^3}{s} \cdot \left(\frac{38,40 \text{ min} - 35,00 \text{ min}}{38,40 \text{ min} - 14,40 \text{ min}} \right) = 0,00011 \frac{m^3}{s}$$

Passo 4: Hidrograma do pixel

Através do “Hietograma de chuva excedente para cada pixel”, obtido na etapa anterior, e utilizando as vazões discretizadas do HU, o sistema produz o hidrograma final do pixel aplicando a convolução (TABELA 19).

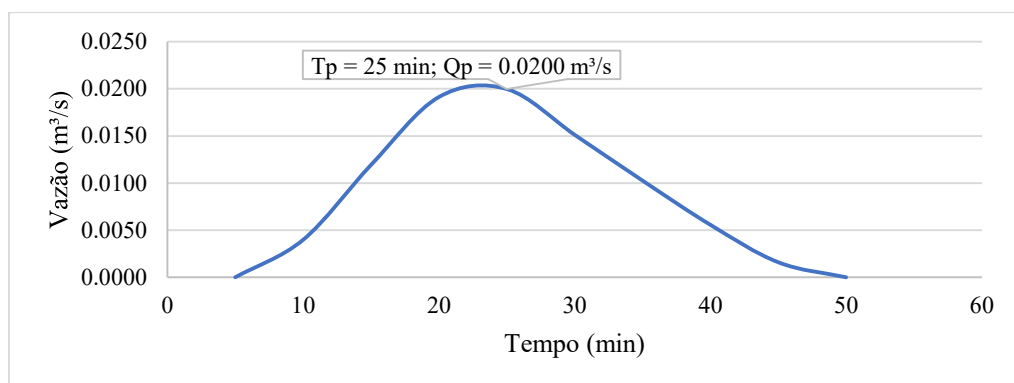
TABELA 19 - EXEMPLO: CONVOLUÇÃO PARA O CÁLCULO DO HIDROGRAMA DO PIXEL P1

T (min)	Q (P ₁ =0,0) (m ³ /s)	Q (P ₂ =14,8) (m ³ /s)	Q (P ₃ =14,6) (m ³ /s)	Q (total) (m ³ /s)
5	0,00027 · 0,0 = 0,0			0,00
10	0,00054 · 0,0 = 0,0	0,00027 · 14,8 = 0,0040		0,0040
15	0,00076 · 0,0 = 0,0	0,00054 · 14,8 = 0,0080	0,00027 · 14,6 = 0,0039	0,0080 + 0,0039 = 0,012
20	0,00060 · 0,0 = 0,0	0,00076 · 14,8 = 0,011	0,00054 · 14,6 = 0,0079	0,011 + 0,0079 = 0,019
25	0,00043 · 0,0 = 0,0	0,00060 · 14,8 = 0,0089	0,00076 · 14,6 = 0,011	0,0089 + 0,011 = 0,020
30	0,00027 · 0,0 = 0,0	0,00043 · 14,8 = 0,0064	0,00060 · 14,6 = 0,0088	0,0064 + 0,0088 = 0,015
35	0,00011 · 0,0 = 0,0	0,00027 · 14,8 = 0,0040	0,00043 · 14,6 = 0,0063	0,0040 + 0,0063 = 0,010
40		0,00011 · 14,8 = 0,0016	0,00027 · 14,6 = 0,0039	0,0016 + 0,0039 = 0,0056
45			0,00011 · 14,6 = 0,0016	0,0016

FONTE: O autor (2017).

Com os valores da TABELA 19, pode-se obter o hidrograma resultante do pixel P1 apresentado na FIGURA 41.

FIGURA 41 - EXEMPLO: HIDROGRAMA RESULTANTE DO PIXEL P1



FONTE: O autor (2017)

Passo 5: Hidrograma de cheia da bacia

Através da superposição dos hidrogramas que chegam ao exutório advindos de cada pixel, é obtido o “Hidrograma final” para a bacia.

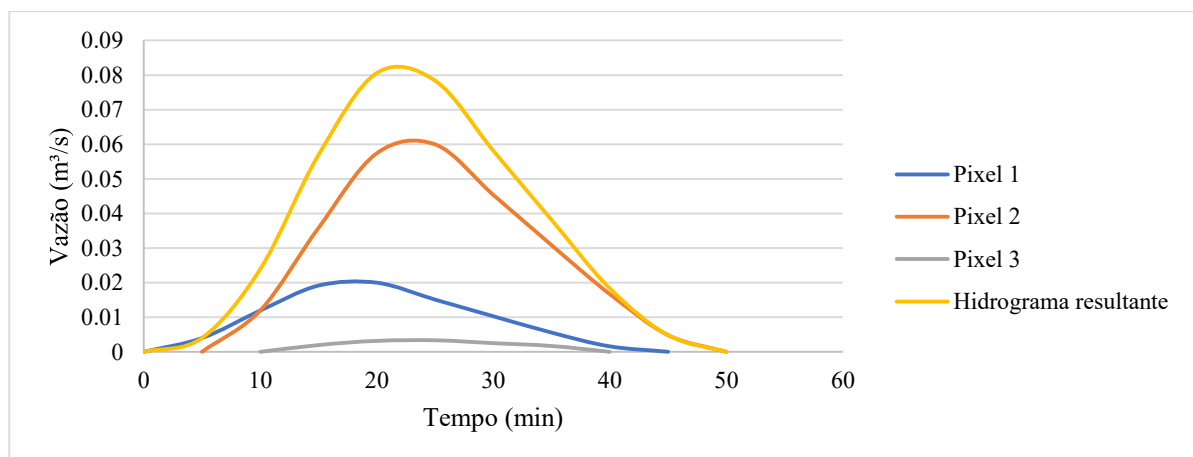
Supondo que uma bacia seja composta por apenas 3 pixels, para calcular o hidrograma resultante, bastaria fazer a superposição dos hidrogramas de cada pixel para cada intervalo de tempo, como mostra a TABELA 20, o que resultaria no hidrograma apresentado na FIGURA 42.

TABELA 20 - EXEMPLO: SUPERPOSIÇÃO DOS HIDROGRAMAS DOS PIXELS NO EXUTÓRIO DA BACIA

Tempo (min)	Q Pixel 1 (m ³ /s)	Q Pixel 2 (m ³ /s)	Q Pixel 3 (m ³ /s)	ΣQ (m ³ /s)
5	0.004	0.000		0.004
10	0.012	0.012		0.024
15	0.019	0.036	0.002	0.057
20	0.020	0.057	0.003	0.081
25	0.015	0.060	0.003	0.078
30	0.010	0.045	0.003	0.058
35	0.006	0.031	0.002	0.038
40	0.002	0.017		0.018
45	0.000	0.005		0.005

FONTE: O autor (2017).

FIGURA 42 - EXEMPLO: HIDROGRAMA RESULTANTE DE UM BACIA COM 3 PIXELS



FONTE: O autor (2017).