



Universidade Federal da Paraíba
Centro de Tecnologia
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E
AMBIENTAL
– MESTRADO/DOCTORADO –
–

EFEITO DA RESOLUÇÃO ESPACIAL NA SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA COM O MODELO HIDROPIXEL – DLR

Por

Francisco Judivan Celestino de Sousa

*Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade Federal da Paraíba
para obtenção do grau de Mestre*

João Pessoa – Paraíba

Setembro de 2022



Universidade Federal da Paraíba
Centro de Tecnologia
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E
AMBIENTAL**
– MESTRADO/DOUTORADO –

EFEITO DA RESOLUÇÃO ESPACIAL NA SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA COM O MODELO HIDROPIXEL – DLR

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal da Paraíba, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre.

Francisco Judivan Celestino de Sousa

Orientador: Prof. Dr. Adriano Rolim da Paz

João Pessoa – Paraíba

Setembro de 2022

Catálogo na publicação
Seção de Catalogação e Classificação

S725e Sousa, Francisco Judivan Celestino de.
 Efeito da resolução espacial na simulação
hidrológica com o modelo HIDROPIXEL-DLR / Francisco
Judivan Celestino de Sousa. - João Pessoa, 2022.
 101 f. : il.

 Orientação: Adriano Rolim da Paz.
 Dissertação (Mestrado) - UFPB/CT.

 1. Hidrologia. 2. Modelo chuva-vazão distribuído. 3.
Método SCS-CN. 4. MDE - Modelo Digital de Elevação. 5.
Hidropixel. I. Paz, Adriano Rolim da. II. Título.

UFPB/BC

CDU 556(043)

**"EFEITO DA RESOLUÇÃO ESPACIAL NA SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA COM O
MODELO HIDROPIXEL – DLR"**

FRANCISCO JUDIVAN CELESTINO DE SOUSA
Dissertação aprovada em 23 de setembro de 2022

Período Letivo: 2022.2



Prof. Dr. Adriano Rolim da Paz – UFPB
Orientador



Prof. Dr. Cristiano das Neves Almeida – UFPB
Examinador Interno



Prof. Dr. Paulo Tarso Sanches de Oliveira – UFMS
Examinador Externo

João Pessoa/PB
2022

Dedico aos meus amados Zé e Lica, meus pais, que muito me ensinaram sobre a vida, embora mal tenham frequentado uma escola. Sinto muita saudade de vocês.

AGRADECIMENTOS

Ao Senhor, pela vida, pela graça, pelo cuidado, pela força e capacidades confiadas a mim para o servir e para continuar vivendo, ainda que como peregrino nessa terra.

Aos meus pais (*in memorian*), por me darem de coração a oportunidade a qual nunca tiveram: os estudos. Por todo o cuidado desde sempre e por todo apoio, carinho, consolo, broncas e ensinamentos que guardarei pra sempre.

A minha igreja Betel Brasileiro por todo o zelo e cuidado comigo durante os quase 5 anos de serviço. Sempre tive um ombro pra chorar as desventuras dessa vida, e que, em tempos recentes, não foram poucas.

Ao prof. Adriano Rolim, o qual apostou em mim e eu serei eternamente grato por isso, também por todas as conversas, conselhos e dicas, por toda a humanidade e zelo demonstrado no processo de orientação. Sem dúvidas és um exemplo, professor, para todos nós.

Aos professores e amigos do IFPB/Cajazeiras, minha eterna casa, que me acolheram e me ajudaram das mais diversas formas em diversos momentos difíceis desses quase 3 anos de pandemia/mestrado. Um agradecimento especial a Romeu, Liane, Raphael Falcão, Lucrécia, Núbia, Tássia, Cinthya, Leandro e todos os demais que contribuíram pra que eu chegasse até aqui.

Aos amigos que fiz remotamente durante esse período de pandemia, mas que ainda assim foram fundamentais para a conclusão dessa etapa, em especial a Ana Karoline, Dário, Guenther e Ana Alice.

À UFPB pelo apoio financeiro para a realização dessa pesquisa e a todo o corpo docente e técnicos administrativos do PPGECAm por sua sempre presente gentileza e cordialidade.

RESUMO

A utilização de modelos hidrológicos vem sendo impulsionada pela crescente disponibilidade de dados oriundos do sensoriamento remoto nas mais diversas resoluções espaciais e temporais. Com isso, tem-se buscado incorporar abordagens distribuídas a esses modelos a fim de que as características das bacias possam vir a ser apropriadamente representadas nos modelos. Contudo, a escolha da resolução espacial é uma fase fundamental do processo de modelagem, pois a utilização de resoluções grosseiras pode prejudicar a representação espacial das características das bacias, enquanto a utilização de resoluções mais finas acarreta grandes quantidades de dados a serem processados e armazenados, bem como a aquisição desses dados pode elevar o custo do processo. Diante desse quadro, diversos estudos tem buscado investigar o efeito do uso de resoluções mais grosseiras na modelagem hidrológica. Esse trabalho tem por objetivo avaliar o efeito da resolução espacial na simulação hidrológica distribuída chuva-vazão a partir do modelo Hidropixel-DLR. O Hidropixel é um modelo hidrológico distribuído chuva-vazão que utiliza uma abordagem a nível de pixel para estimar o hidrograma de escoamento superficial. A chuva excedente é estimada em cada um desses pixels com base no método SCS-CN e a vazão gerada é transladada ao exutório com base no tempo de viagem do pixel analisado. A área de estudo alvo dessa pesquisa foi a bacia hidrográfica do Alto *Medway* (250 km²), localizada no sudeste da Inglaterra. A partir de pesquisas anteriores, realizadas utilizando a resolução espacial de 10m, os planos de informação foram reamostrados para as resoluções alvo desse estudo: 30, 50, 90, 250, 500 e 1000m. Ao todo foram simulados 15 eventos de precipitação na bacia do Alto *Medway* utilizando o Hidropixel-DLR com o uso dos parâmetros de calibração desenvolvidos em pesquisa anterior utilizando a resolução de 10m. Os hidrogramas de resposta dos eventos foram analisados a partir de parâmetros característicos, como volume total escoado, vazão de pico e tempo de pico. As métricas utilizadas para avaliar os hidrogramas simulados foram o coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) e o percentual de viés (PBIAS). Também foi realizada uma análise do efeito da resolução espacial na simulação hidrológica a partir de outros aspectos, como avaliação das mudanças de características topográficas da bacia, avaliação do traçado e comprimento dos rios, qualidade das redes de drenagem e delimitação de bacias. Por fim, realizou-se também um processo de calibração específico para cada resolução trabalhada a fim de avaliar o desempenho dessas na representação da resposta hidrológica dos eventos. Os resultados mostraram que o modelo apresentou um bom desempenho ao simular os eventos de precipitação para as resoluções mais finas (30, 50 e 90m), obtendo valores de NSE médios para essas resoluções de 0.85, 0.74 e 0.58, respectivamente. Por outro lado, as resoluções mais grosseiras apresentaram resultados insatisfatórios para todos os eventos. Em aspectos gerais, o aumento do tamanho do pixel utilizado pelo modelo promoveu encurtamento das redes de fluxo de drenagem, acarretando na redução dos tempos de viagens dos pixels pertencentes à bacia. Consequentemente, os hidrogramas tiveram o parâmetro de tempo de pico antecipado, bem como as vazões de pico aumentadas. A calibração específica melhorou bastante o NSE associado aos hidrogramas, indicando que o processo pode ser utilizado para habilitar o uso de até mesmo resoluções mais grosseiras para o processo de modelagem hidrológica.

PALAVRAS-CHAVE: Modelo chuva-vazão distribuído, Método SCS-CN, Modelo Digital de Elevação (MDE), Hidropixel.

ABSTRACT

The use of hydrological models has been driven by the increasing availability of data from remote sensing in the most diverse spatial and temporal resolutions. As a result, efforts have been made to incorporate distributed approaches to these models so that the characteristics of the basins can be properly represented in the models. However, the choice of spatial resolution is a fundamental phase of the modeling process, as the use of coarse resolutions can impair the spatial representation of basin characteristics, while the use of finer resolutions entails large amounts of data to be processed and stored, as well as the acquisition of this data can increase the cost of the process. Given this situation, several studies have sought to investigate the effect of using coarser resolutions in hydrological modeling. This work aims to evaluate the effect of spatial resolution in the distributed rainfall-runoff hydrological simulation using the Hidropixel-DLR model. Hidropixel is a distributed rainfall-runoff hydrological model that uses a pixel-level approach to estimate the runoff hydrograph. Excess rain is estimated in each of these pixels based on the SCS-CN method, and the flow generated is translated to the outlet based on the travel time of the analyzed pixel. The target study area of this research was the Upper Medway watershed (250 km²), located in the south east of England. From previous researches, carried out using the spatial resolution of 10m, the information planes were resampled to the target resolutions of this study: 30, 50, 90, 250, 500 and 1000m. Altogether 15 precipitation events were simulated in the Upper Medway basin using the Hidropixel-DLR using the calibration parameters developed in previous research using the resolution of 10m. The event response hydrographs were analyzed based on characteristic parameters, such as total volume drained, peak flow and peak time. The metrics used to evaluate the simulated hydrographs were the Nash-Sutcliffe coefficient (NSE) and the percentage of bias (PBIAS). An analysis of the effect of spatial resolution on the hydrological simulation was also carried out from other aspects, such as the assessment of changes in the topographic characteristics of the basin, evaluation of the route and length of rivers, quality of drainage networks and basin delimitation. Finally, a specific calibration process was also carried out for each resolution worked on in order to evaluate their performance in representing the hydrological response of events. The results showed that the model performed well when simulating precipitation events for the finer resolutions (30, 50 and 90m), obtaining average NSE values for these resolutions of 0.85, 0.74 and 0.58, respectively. On the other hand, the coarser resolutions showed unsatisfactory results for all events. In general aspects, the increase in the size of the pixel used by the model promoted a shortening of the drainage flow networks, resulting in a reduction in the travel times of the pixels belonging to the basin. Consequently, the hydrographs had the peak time parameter anticipated, as well as the peak flows increased. Specific calibration has greatly improved the NSE associated with hydrographs, indicating that the process can be used to enable the use of even coarser resolutions for the hydrological modeling process.

KEYWORDS: Distributed rainfall-runoff model, SCS-CN method, Digital Elevation Model (DEM), Hidropixel.

SUMÁRIO

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	OBJETIVOS.....	16
2	REFERENCIAL TEÓRICO	17
2.1	MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO.....	17
2.1.1	<i>Aspectos Gerais</i>	<i>17</i>
2.1.2	<i>Direções de Fluxo.....</i>	<i>17</i>
2.1.3	<i>Áreas Acumuladas e Rede de Drenagem.....</i>	<i>18</i>
2.1.4	<i>Delimitação de Bacias.....</i>	<i>18</i>
2.2	MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUÍDO HIDROPIXEL	19
2.2.1	<i>Aspectos Gerais</i>	<i>19</i>
2.2.2	<i>Tempo de viagem do escoamento</i>	<i>20</i>
2.2.2.1	Sheet flow	20
2.2.2.2	Shallow concentrated flow	21
2.2.2.3	Escoamento em Canal (Open Channel Flow)	22
2.2.2.4	Tempo de viagem até o exutório	22
2.2.3	<i>Estimativa de chuva excedente</i>	<i>23</i>
2.2.4	<i>Hidropixel-TUH e Hidropixel-TUH+</i>	<i>24</i>
2.2.5	<i>Hidropixel DLR</i>	<i>27</i>
2.2.6	<i>Hidrograma resultante da bacia</i>	<i>30</i>
2.3	EFEITO DA RESOLUÇÃO ESPACIAL	30
2.3.1	<i>Resolução Espacial e Reamostragem de Dados.....</i>	<i>30</i>
2.3.2	<i>Efeito da resolução espacial sobre produtos derivados do MDE</i>	<i>31</i>
2.3.3	<i>Efeito da resolução espacial sobre a modelagem hidrológica</i>	<i>33</i>
2.3.4	<i>Efeito da resolução espacial e a modelagem hidrológica por eventos</i>	<i>38</i>
3	MATERIAL E MÉTODOS	39
3.1	ASPECTOS GERAIS	39
3.2	ÁREA DE ESTUDO.....	40
3.2.1	DADOS DISPONÍVEIS	41
3.2.1.1	Modelo Digital de Elevação	41
3.2.1.2	Rede de Drenagem.....	41
3.2.1.3	Tipos de Solo.....	42
3.2.1.4	Uso da terra e cobertura vegetal	43
3.2.1.5	Eventos de Chuva e dados de Vazões	43
3.2.1.6	Filtro para separação do Escoamento de Base	45
3.3	REAMOSTRAGEM DE DADOS ESPACIAIS	46
3.3.1	<i>Resoluções trabalhadas.....</i>	<i>46</i>
3.3.2	<i>Processo de Reamostragem do MDE</i>	<i>46</i>

3.4	PROCESSAMENTO BÁSICO DO MDE	47
3.4.1	<i>Redes de drenagem e Delimitação e Bacias.....</i>	47
3.4.2	<i>Delimitação de bacia.....</i>	48
3.5	TEMPOS DE VIAGEM DO ESCOAMENTO.....	48
3.6	PARÂMETRO CN	49
3.7	CHUVA ESPACIAL	53
3.8	PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO	54
3.8.1	<i>Resolução de Referência</i>	55
3.8.2	<i>Resoluções Degradadas</i>	55
3.9	ANÁLISE DO EFEITO DA RESOLUÇÃO ESPACIAL.....	56
3.9.1	<i>Efeito sobre a caracterização topográfica</i>	56
3.9.2	<i>Efeito sobre produtos derivados do MDE</i>	56
3.9.3	<i>Efeito sobre a simulação chuva-vazão</i>	57
3.9.3.1	<i>Calibração do parâmetro β para resolução específica</i>	59
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	61
4.1	ASPECTOS TOPOGRÁFICOS	61
4.2	PRODUTOS PROCESSADOS DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO	64
4.2.1	<i>Redes de Drenagem.....</i>	64
4.2.2	<i>Delimitação de Bacias.....</i>	66
4.3	MODELAGEM HIDROLÓGICA.....	67
4.3.1	<i>Tempos de viagem da bacia.....</i>	67
4.3.2	<i>CN Médio da Bacia</i>	71
4.3.3	<i>Chuva Espacial.....</i>	72
4.3.4	<i>Hidrogramas gerados pelo Hidropixel – DLR.....</i>	74
4.3.4.1	<i>Aspectos Gerais</i>	74
4.3.4.2	<i>Análise dos resultados das métricas de desempenho.....</i>	77
4.3.5	<i>Análise comparativa de características dos hidrogramas</i>	79
4.3.5.1	<i>Volumes Escoados.....</i>	79
4.3.5.2	<i>Vazões de Pico</i>	82
4.3.5.3	<i>Tempos de Pico</i>	85
4.3.6	<i>Calibração do parâmetro β para cada resolução espacial.....</i>	88
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	95
5.1	CONCLUSÕES	95
5.2	RECOMENDAÇÕES	96
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Cálculo do hidrograma final de um pixel. (Fonte: Adaptado de COSTA <i>et al.</i> , 2019).....	19
Figura 2 – Estimativa da distância L_i percorrida pelo escoamento dentro do pixel. (Fonte: Lima, 2021).....	21
Figura 3 – Exemplo do cálculo do tempo de viagem até o exutório (T_v): seta verde indica escoamento do tipo <i>sheet flow</i> ; cinza indica escoamento do tipo <i>shallow concentrated flow</i> ; e azul indica escoamento em canal. (Fonte: Lima, 2021).	23
Figura 4 – Hidropixel-TUH: hidrograma unitário triangular do pixel. (Fonte: Lima, 2021).	25
Figura 5 – Hidropixel-TUH+: hidrograma unitário triangular do pixel. (Fonte: Lima, 2021).	26
Figura 6 – Exemplo do cálculo do hidrograma resultante do pixel no método. Hidropixel-TUH+. (Fonte: Lima, 2021).	27
Figura 7 – Cálculo do hidrograma de um pixel sem considerar os efeitos do armazenamento. (Fonte: Lima, 2021).....	28
Figura 8 – Hidropixel-DLR: efeito do armazenamento temporário da água. (Fonte: Lima, 2021).....	29
Figura 9 – Confeção do hidrograma final para toda a bacia. (Fonte: VEECK <i>et al.</i> , 2020).	30
Figura 10 – Simulação diária de escoamento superficial no SWAT. Fonte: Reddy; Reddy (2015)	33
Figura 11 – Performance do modelo SWAT com vazões calibradas e não calibradas utilizando MDEs com diferentes resoluções. Fonte: Rocha <i>et al.</i> (2020).	34
Figura 12 – Alterações no escoamento superficial (mm) com a variação da resolução espacial do MDE e do mapa de uso e ocupação do solo. Adaptado de (Fan <i>et al.</i> , 2021).....	35
Figura 13 – Panorama dos planos de informação e dados de entrada do modelo Hidropixel DLR para gerar os hidrogramas de escoamento superficial.	39
Figura 14 – Bacia do Alto <i>Medway</i> : Modelo Digital de Elevação (MDE), rede de drenagem, postos pluviométricos e postos de medição de vazão. (Fonte: Lima, 2021)	40
Figura 15 – Aspecto geral da rede de drenagem da bacia, com destaque às seções as quais possuem informações sobre o traçado, seção transversal e perfil longitudinal dos cursos d'água. (Fonte: Lima, 2021).	42
Figura 16 – Tipos de solo da bacia do Alto <i>Medway</i> . (Fonte: Lima, 2021).	42
Figura 17 – Mapeamento e distribuição do uso da terra na bacia do Alto <i>Medway</i> . (Fonte: Adaptado de: Lima, 2021).	43
Figura 18 – Estimativa da vazão de base na bacia do Alto <i>Medway</i> utilizando o filtro de Eckhardt (2005). (Fonte: Adaptado de: Lima, 2021).	46
Figura 19 – Compatibilização do início das redes de drenagem em diferentes resoluções.	48
Figura 20 – Entradas para confecção do plano de informação de tempo de viagem do escoamento.	49
Figura 21– Esquematização das faixas de valores que o parâmetro CN pode assumir.....	50
Figura 22 – Processamento de dados para obtenção dos mapas de CN.	51
Figura 23 – Estimativa da chuva em um pixel com base no Método de interpolação ponderada pela distância (Fonte: Lima, 2021).	53
Figura 24 – Processamento de dados para obtenção das eventos de precipitação espacializados.	54

Figura 25 – Valores do parâmetro β utilizados nos eventos. Fonte: Adaptado de Lima (2021).	55
Figura 26 – Comparação de delimitações de bacias com diferentes resoluções. A cor roxa é atribuída às áreas em concordância, a cor vermelha às áreas omitidas e a cor azul aos erros de comissão. (Fonte: Adaptado de Sousa e Paz, 2017).	57
Figura 27 – Curvas hipsométricas das bacias delimitadas pelos MDEs utilizados.	61
Figura 28 – Localização dos perfis transversais na bacia.	62
Figura 29 – Perfil Topográfico 1	63
Figura 30 – Perfil Topográfico 2	64
Figura 31 – Comparação das delimitações das bacias obtidas com a utilização dos MDEs degradados em relação à delimitação de referência.	67
Figura 32 – Tempos de viagem do escoamento superficial até o exutório calculados nas resoluções alvo do estudo. a) 10m; b) 30m; c) 50m; d) 90m; e) 250m; f) 500m; g) 1000m;	68
Figura 33 – Detalhe de trecho das redes de drenagem de 30 e 90m.	69
Figura 34 – Histograma Tempo-Área para as resoluções alvo.	70
Figura 35 – Distribuição Espacial CN II – Bacia Alto Medway. a) 10m; b) 30m; c) 50m; d) 90m; e) 250m; f) 500m; g) 1000m;	72
Figura 36 – Distribuição espacial da precipitação efetiva (mm) sobre a bacia para o Evento 5.	73
Figura 37 – Hidrogramas dos Eventos Simulados (1-8).	75
Figura 38 – Hidrogramas dos Eventos Simulados (9-15).	76
Figura 39 – Volumes escoados (m^3) calculados para os eventos.	80
Figura 40 – Variações percentuais do volume escoado para os eventos em diferentes resoluções relativamente à resolução espacial de 10 m.	81
Figura 41 – Valores médios de variação de volume escoado com a resolução.	82
Figura 42 – Vazões de pico (m^3/s) calculadas para os eventos.	83
Figura 43 – Variações percentuais das vazões de pico para os eventos em diferentes resoluções.	84
Figura 44 – Valores médios de variação de vazão escoada com a resolução.	85
Figura 45 – Tempos de pico (h) calculados para os eventos.	86
Figura 46 – Variações percentuais dos tempos de pico para os eventos em diferentes resoluções.	87
Figura 47 – Valores médios de variação de tempo de pico com a resolução.	88
Figura 48 – Hidrogramas 1, 3 e 5 antes e após calibração de β .	89
Figura 49 – Hidrogramas 7, 9 e 11 antes e após calibração de β .	90
Figura 50 – Correlação entre o parâmetro β e a resolução espacial	93
Figura 51 – Comportamento do parâmetro β e do K_i em relação aos tempos de viagem dos pixels.	94

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Aplicações de Modelagem Hidrológica por evento na literatura. Fonte: Adaptado de Lima (2021).	38
Tabela 2 – Eventos de chuva selecionados com informação da chuva nos 9 pluviógrafos (G1 a G9) e o valor médio espacialmente sobre a bacia (Fonte: Lima, 2021).	44
Tabela 3 – Informações sobre o hidrograma do escoamento superficial para cada evento (Fonte: Lima, 2021).	44
Tabela 4 – Informações espaciais dos MDE utilizados.	47
Tabela 5 – Apresentação numérica das faixas de valores de CN.	51
Tabela 6 – Faixas de valores de CN utilizadas nas simulações (Fonte: Adaptado de Lima, 2021).	53
Tabela 7 – Equações para caracterização da Rede de Drenagem (Fonte: Villela; Mattos, 1975; Collischonn; Dorneles, 2015).	56
Tabela 8 – Níveis de performance das funções objetivo utilizadas.	58
Tabela 9 – Características do rio principal em diferentes resoluções espaciais	65
Tabela 10 – Características das bacias obtidas pelo processamento de cada MDE	66
Tabela 11 - Tempos de viagem médios (T_{vmed}) calculados para as resoluções.	71
Tabela 12 – CN médio calculado para a bacia do Alto Medway	72
Tabela 13 – Precipitação efetiva média calculada dos eventos	73
Tabela 14 – Coeficiente de Nash-Sutcliffe calculado para os eventos, com classificação segundo escala de desempenho proposta por Moriasi <i>et al.</i> (2007).	78
Tabela 15 – Valores de PBIAS calculados para os eventos, com classificação segundo escala de desempenho proposta por Moriasi <i>et al.</i> (2007).	79
Tabela 16 – Coeficiente de Nash-Sutcliffe calculado para os eventos calibrados, com classificação segundo escala de desempenho proposta por Moriasi <i>et al.</i> (2007).	92

1 INTRODUÇÃO

Na hidrologia, os processos de modelagem são essenciais para a compreensão e resolução de problemas contemporâneos como segurança alimentar e hídrica, desenvolvimento sustentável, segurança energética e ecossistêmica (SINGH, 2018). A modelagem hidrológica também é fundamental para a resolução de problemas em escalas menores, como operação de reservatórios, análise da frequência e magnitude de enchentes, análises de aspectos relacionados às bacias hidrográficas, preservação de mananciais superficiais e subterrâneos etc (SINGH; FREVERT, 2002).

Um grande número de modelos hidrológicos utiliza Modelos Digitais de Elevação (MDE) como fonte primária de informação. Com isso, diversos produtos do sensoriamento remoto têm sido incorporados e são fundamentais para os estudos de discretização e caracterização de fenômenos hidrológicos em bacias hidrográficas (McCABE *et al.*, 2017).

Devido à crescente disponibilidade desses dados em diferentes resoluções espaciais e oriundos de diversas fontes de dados, estudos têm sido feitos para avaliar incertezas inerentes a esses produtos causadas pelo tipo de discretização, fonte topográfica, pré-processamento, tipo de levantamento, etc (Munoth; Goyal, 2019), além da utilização para investigação dos efeitos na modelagem hidrológica (Fan *et al.*, 2021).

As bacias hidrográficas são sistemas bastante complexos devido à extrema variabilidade de características em escala espaço-temporal e à interação entre as atividades humanas e processos naturais. Mesmo diante desse cenário, modelos concentrados têm sido largamente utilizados para simulação hidrológica de bacias. Essa abordagem baseia-se em uma representação simplificada da heterogeneidade espacial da bacia, pois atribui à bacia completa parâmetros e variáveis uniformes. Essa abordagem é bastante utilizada pois necessita de reduzida quantidade de dados, além da rapidez de processamento, praticidade e facilidade de aplicação. Alternativamente, tem-se buscado aplicar uma abordagem distribuída aos modelos hidrológicos, a fim de que a resolução espacial utilizada para a discretização da área represente apropriadamente a heterogeneidade dos parâmetros de uma bacia e, conseqüentemente, apresente respostas razoáveis às simulações (ICHIBA *et al.*, 2018).

Uma descrição adequada das características espaciais das bacias hidrográficas é fundamental na aplicação da modelagem em diversos campos de estudo. Contudo, especialmente em grandes bacias, certos tipos de dados necessários à modelagem são de difícil obtenção, especialmente em finas resoluções espaciais. Diante disso, diversos estudos

têm buscado investigar a possibilidade da utilização de dados espaciais de resoluções mais grosseiras nesses casos (CHAPLOT, 2014).

O emprego de resoluções mais finas na modelagem hidrológica distribuída pode acarretar custosos trabalhos de aquisição de dados, definição de parâmetros do modelo, além da dificuldade de manuseio e processamento de uma grande quantidade de dados. Em contrapartida, a utilização de resoluções menos finas reduz a complexidade geral do processo de modelagem distribuída, mas a abordagem espacial de importantes características pode ser prejudicada, levando a modelagem a resultados não apropriados. Em vista disso, a capacidade para escolha da resolução dos dados de entrada de um modelo constitui uma fase fundamental do processo de modelagem, acarretando menos problemas e maior acurácia nas simulações (SHRESTHA *et al.*, 2006).

Os dados de entrada relativos à topografia, como os Modelos Digitais de Elevação (MDEs), são fundamentais ao processo de modelagem, em que a resolução espacial adotada está diretamente relacionada à compreensão dos atributos topográficos, qualidade dos produtos processados, como redes de drenagem, delimitações de bacias, tempos de viagem etc. Essas informações são essenciais para um processo de modelagem apropriado (ZHANG *et al.*, 2020).

Diante disso, diversos estudos têm sido realizados a fim de investigar a influência da resolução espacial na caracterização morfométrica das bacias, bem como no processo de modelagem hidrológica em geral.

Por exemplo, Rocha *et al.* (2020) analisaram a influência de MDEs de 1, 10 e 30m, na caracterização da rede de drenagem. Os autores apresentam que o processamento do MDE com 30m de resolução resultou em uma rede de drenagem com um comprimento total reduzido em 43% em relação ao resultado obtido na resolução mais fina, além de outros parâmetros também apresentarem alterações, como a densidade de drenagem e número de cabeceiras.

Em outro exemplo, utilizando os modelos HEC-HMS e HEC-RAS, Oganian *et al.* (2019) confeccionaram mapas de inundação empregando MDEs com resoluções de 1, 5 e 10m, onde constatou-se que a acurácia dos mapas obtidos estava diretamente ligada à resolução espacial utilizada.

Outro exemplo é o trabalho de Dixon e Earls (2009), que utilizaram o modelo hidrológico SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) para simular a resposta hidrológica da bacia *Charlie Creek* (855 km²) discretizada com MDEs de 30, 90 e 300m. Os referidos autores apontam que os resultados obtidos através das resoluções degradadas apresentam

hidrogramas mais atenuados, onde a vazão de pico foi subestimada. Em relação à simulação com o MDE de 30m, as simulações apresentaram vazões de pico reduzidas em 4 e 13%.

Em relação aos modelos hidrológicos, um dos principais usos desses é o de estimar o escoamento superficial em pontos da rede de drenagem da bacia a partir de um dado evento de precipitação. Os modelos com essa função, chamados de modelos chuva-vazão, podem utilizar dados de diversas naturezas: dados hidrológicos, como medidas de chuva e de vazão; dados topográficos, como distribuição de altitudes e declividades; caracterização da rede de drenagem, tipos de solo da bacia, dados meteorológicos, dados de uso e ocupação do solo, níveis de impermeabilização da bacia, entre outros.

Dentre os modelos chuva-vazão, destaca-se o idealizado pelo *Natural Resource Conservation Service* (NRCS), anteriormente SCS (SCS, 1972; USDA, 2007), conhecido por método Curva-Número (CN), que é comumente utilizado juntamente com o método do hidrograma unitário triangular (HUT). O parâmetro CN representa um valor adimensional que combina diversas características que afetam o escoamento e que são utilizadas na modelagem, como uso e ocupação do solo, tipo de solo, condições prévias de umidade etc (OLIVEIRA *et al.*, 2016).

O SCS-CN-HUT é uma abordagem largamente utilizada em processos de modelagem de pequenas bacias devido à simplicidade, previsibilidade, aplicabilidade a bacias não monitoradas, além de ser bastante difundido e utilizado no meio científico (VERMA *et al.*, 2017; PONCE e HAWKINS, 1996).

O método SCS-CN é tradicionalmente aplicado como um modelo concentrado utilizado para simulação de eventos (VERMA *et al.*, 2017). Entretanto, com a crescente disponibilidade de dados oriundos do geoprocessamento, pesquisas tem procurado desenvolver abordagens distribuídas ao método a fim de aperfeiçoar o processo de modelagem do escoamento superficial em bacias (COSTA; PAZ; PICCILI, 2019; VEECK *et al.*, 2020).

Um modelo chuva-vazão idealizado a partir da metodologia SCS-CN e que dispõe de uma abordagem distribuída é o Hidropixel (VEECK *et al.*, 2020). Esse modelo utiliza uma abordagem a nível de pixel para estimar o hidrograma de escoamento superficial de uma bacia frente a um evento, valendo-se de produtos derivados de MDE.

O Hidropixel vem sendo alvo de estudos de modelagem hidrológica realizados por Costa, Paz e Piccili (2019), Veeck *et al.* (2020) e Lima (2021) e vem alcançando resultados satisfatórios. O modelo também vem sendo aperfeiçoado ao longo dos estudos, e recentemente foi incorporada ao modelo uma metodologia que se utiliza de reservatórios

lineares simples em cada pixel a fim de reproduzir os efeitos de armazenamento temporário na bacia (Lima, 2021).

Diante do exposto, o presente trabalho avalia o efeito da resolução espacial na modelagem distribuída chuva-vazão a partir do modelo Hidropixel na versão aprimorada por Lima (2021). A área de estudo é a Bacia Hidrográfica do Alto *Medway* (250 km²), localizada no sudeste da Inglaterra. Foram trabalhadas as resoluções espaciais de 10, 30, 50, 90, 250, 500 e 1000m.

São avaliados os efeitos da mudança da resolução espacial sobre a representação da topografia da bacia, produtos processados do MDE, como rede de drenagem, delimitação de bacia, tempos de viagem do escoamento, além dos efeitos sobre os hidrogramas de resposta da bacia, com ênfase no volume total escoado, vazões de pico e tempos de pico.

1.1 OBJETIVOS

Objetivo Geral:

Avaliar o efeito da resolução espacial na simulação hidrológica distribuída chuva-vazão a partir do modelo Hidropixel-DLR.

Objetivo Específico:

- ✓ Avaliar o efeito da resolução espacial sobre a caracterização topográfica da bacia.
- ✓ Analisar o impacto da degradação do tamanho do pixel do MDE sobre a caracterização da rede de drenagem, delimitação da bacia e tempos de viagem;
- ✓ Avaliar o impacto da mudança da discretização espacial do Hidropixel sobre a simulação chuva-vazão;
- ✓ Avaliar comparativamente o modelo Hidropixel quanto à capacidade de reproduzir as vazões observadas em diferentes escalas.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

2.1.1 Aspectos Gerais

Os Modelos Digitais de Elevação (MDE) são matrizes numéricas que representam a distribuição espacial das elevações da superfície em algum sistema georreferenciado adotado (MOORE, 1991). A utilização dos MDEs proporciona a aquisição, análise e interpretação de informações topográficas para subsídio de estudos ambientais, como declividades, extração de redes de drenagem, prevenção de desastres, entre outros (SILVA *et al.*, 2017).

Os MDEs também auxiliam na concepção de diversos outros estudos, como análises geológicas e geomorfológicas (Gowri; Mujumdar, 2020; Cui *et al.*, 2020), mapeamento de solos (Bonfatti *et al.*, 2020), delimitação de bacias hidrográficas (Zhang *et al.*, 2020) e modelagem hidrológica (Cui *et al.*, 2014; Sahoo; Jain, 2018; Roostae; Deng, 2020).

Segundo Nelson *et al.* (2009), a aquisição e confecção de modelos digitais de elevação provém de três principais fontes de dados: levantamentos de campo com a utilização de equipamentos como teodolitos, estação total e GPS, o que requer grupos bem organizados e treinados; cartas topográficas já concebidas, representando um método de baixo custo, mas com menor acurácia; e sensoriamento remoto, onde são utilizadas técnicas de fotogrametria, lasers transportados e radares – transportados ou dispostos em satélites – com o uso de interferometria. Dentre as fontes mencionadas, o sensoriamento remoto surge como uma das fontes mais utilizadas e disseminadas.

2.1.2 Direções de Fluxo

As direções de fluxo podem ser compreendidas como o caminho pelo qual a água e materiais transportados (sedimentos, contaminantes, etc.) fluem através da topografia. As direções de fluxo constituem dados essenciais para os processos de modelagem hidrológica, pois, a partir dessas, são processadas as áreas de contribuição, redes de drenagem, delimitação das bacias, etc (PAZ; COLLISCHONN, 2007).

O método mais utilizado para determinação das direções de fluxo se dá a partir da aplicação do algoritmo D8 ou *deterministic eight neighbours* (Jenson e Domingue, 1988) ao Modelo Digital de Elevação (MDE). Essa abordagem é utilizada em matrizes retangulares onde pode-se observar uma célula central e oito células circunvizinhas. A direção de fluxo é

então atribuída à maior declividade entre a célula central e as oito células circunvizinhas (O'CALLAGHAN; MARK, 1984).

É comum aos MDEs a presença de regiões em que não é possível o cálculo das direções de fluxo, sendo essas regiões geralmente depressões que surgem no processo de produção do MDE, ou simplesmente áreas do terreno mais baixas do que a vizinhança. A presença dessas depressões afeta a extração apropriada dos planos de informações que dependem das direções de fluxo, como é o caso das redes de drenagem. Por isso, é um processo comum a remoção dessas depressões a fim de que seja criado um MDE hidrologicamente consistente (JARDIM, 2017).

2.1.3 Áreas Acumuladas e Rede de Drenagem

As áreas acumuladas representam um plano de informação gerado a partir do somatório das áreas individuais que são drenadas para cada pixel. Essas áreas de drenagem são determinadas a partir das direções de fluxo. A imagem com áreas acumuladas de drenagem apresenta a área de contribuição de cada pixel, mas não a existência de um curso d'água. A identificação de início de uma rede de drenagem é possível através de informações coletadas em campo, mas tal procedimento é inviável em bacias de grande porte (SERRA; PAZ, 2013).

O procedimento estabelecido para a obtenção de uma rede de drenagem a partir de um MDE consiste da atribuição de um valor de área mínima de drenagem para o plano de informação das áreas acumuladas (ARIZA-VILLAYERDE *et al.*, 2015). Esse último procedimento se constitui de uma reclassificação do arquivo de áreas acumuladas, onde os pixels com valores inferiores ao valor determinado como área mínima de drenagem são diferenciados daqueles com áreas superiores ao estabelecido a fim de que seja estabelecida a rede de drenagem (PAZ; COLLISCHONN, 2008).

2.1.4 Delimitação de Bacias

A delimitação de bacias hidrográficas é obtida por meio das direções de fluxo e da indicação de um exutório. O procedimento consiste em identificar os pixels do MDE que possuem um caminho de fluxo até o exutório da bacia previamente determinado (PAZ; COLLISCHONN, 2008). Com isso, tem-se um plano de informação com a delimitação da bacia, o qual possui dois atributos distintos, para diferenciar os pixels pertencentes à bacia,

que são aqueles cujo escoamento passa pelo exutório da bacia, e os pixels não pertencentes no caso contrário.

2.2 MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUÍDO HIDROPIXEL

2.2.1 Aspectos Gerais

O Hidropixel é um modelo hidrológico distribuído chuva-vazão que utiliza uma abordagem a nível de pixel para estimar o hidrograma de escoamento superficial de uma bacia frente a um evento de precipitação. Nesse modelo, cada pixel pertencente à bacia é considerado como uma unidade de resposta hidrológica, onde o tempo de viagem do escoamento até o exutório é considerado constante durante o evento de precipitação, sendo estimado distinguindo os trechos de escoamento em superfície e em rede de drenagem, além de parâmetros relativos à rugosidade e declividade do solo, seções transversais dos cursos d'água, caminhos de fluxo, etc (VEECK *et al.*, 2020; LIMA, 2021).

No referido modelo, a estimativa da chuva excedente, que corresponde à parcela de precipitação que se transforma em escoamento superficial, gerada em cada pixel é realizada a partir do método SCS-CN (SCS, 1972; NRCS, 2004), desenvolvido pelo *Natural Resources Conservation Service*, anteriormente denominado *Soil Conservation Service*.

A propagação do escoamento superficial até o exutório da bacia também é realizada a nível de pixel, onde um Hidrograma Unitário Triangular (HUT) é estimado para cada pixel com base na sua área e no tempo de viagem associado (Figura 1). O hidrograma observado no exutório é dado a partir da superposição dos hidrogramas resultantes de cada pixel.

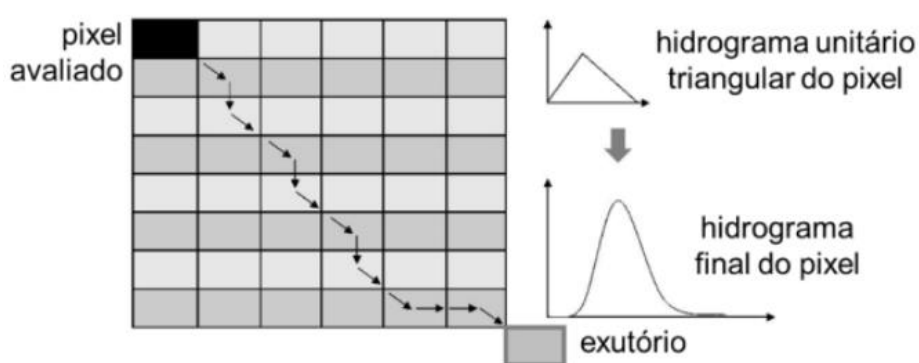


Figura 1 – Cálculo do hidrograma final de um pixel. (Fonte: Adaptado de COSTA *et al.*, 2019).

2.2.2 Tempo de viagem do escoamento

A metodologia utilizada para o cálculo do tempo de viagem de cada pixel ao exutório pelo Hidropixel é denominada de método da velocidade e foi desenvolvida por NRCS (2004). O método admite a ocorrência de três tipos de escoamento em uma bacia hidrográfica: *sheet flow* e *shallow concentrated flow*, que ocorrem na superfície; e o escoamento em canal (*Open channel flow*).

2.2.2.1 Sheet flow

O tipo de escoamento denominado de *sheet flow* ocorre nos pontos elevados da bacia onde o escoamento superficial está iniciando sua trajetória e não há um caminho de fluxo bem definido. O escoamento nesses pontos é tido como uniforme e raso. A partir desses pontos iniciais de escoamento, que não recebem contribuição de nenhum outro ponto da bacia, até uma distância adotada de 100 pés (cerca de 30m) considera-se a ocorrência desse tipo de escoamento (MCCUEN; SPIESS, 1995; NRCS, 2004). Para o cálculo do tempo de escoamento desses pixels, utiliza-se uma simplificação da solução da onda Cinemática-Manning (Equação 1) (NRCS, 2004).

$$T_{Si} = \frac{5.474 \cdot (n_i \cdot L_i)^{0.8}}{P_{24}^{0.5} \cdot I_i^{0.4}} \quad (1)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; T_{Si} é o tempo que a água leva para escoar no pixel (min); n_i é o coeficiente de rugosidade de Manning do solo no pixel analisado; L_i é a distância percorrida pelo escoamento dentro do pixel (m); 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 de 2 anos; e I_i é a declividade entre o pixel analisado e o pixel de jusante (m/m), para onde é direcionado o escoamento.

O coeficiente de rugosidade de Manning (n) pode ser estimado a partir de tabelas que relacionam valores para esse coeficiente segundo as características da superfície do solo em análise. A distância L_i é calculada considerando o caminho que o escoamento percorre entre os pixels, que é função das direções de fluxo.

Nesse processo de cálculo, o caminho de fluxo entre dois pixels pode ser ortogonal ou diagonal (Figura 2), contabilizado entre os centroides dos pixels, o que acarreta em diferentes abordagens para a contabilização da distância L_i . Se o caminho de fluxo é

ortogonal, a distância L_i é igual à extensão do lado dx do pixel (numericamente igual à resolução espacial do MDE); se o escoamento for diagonal, a distância L_i equivale à extensão do lado dx do pixel multiplicada por $\sqrt{2}$.

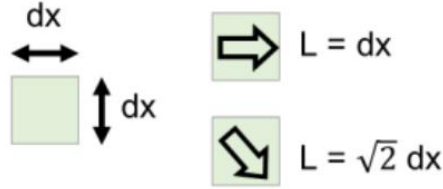


Figura 2 – Estimativa da distância L_i percorrida pelo escoamento dentro do pixel. (Fonte: Lima, 2021).

O parâmetro P_{24} está relacionado e é estimado para uma precipitação com tempo de retorno de 2 anos, pois tal evento é considerado representativo tendo em vista uma ampla variedade de eventos de chuva, embora as velocidades de escoamento entre esses eventos possam variar consideravelmente (NRCS, 2004).

2.2.2.2 *Shallow concentrated flow*

O escoamento do tipo *shallow concentrated flow* surge após o escoamento percorrer, desde o início de sua trajetória, cerca de 30m. Considera-se que a partir dessa distância, o escoamento possui maior profundidade e passa a percorrer caminhos de fluxo mais definidos até encontrar a rede de drenagem. Nesse tipo de escoamento não há um canal bem definido e a profundidade da lâmina d'água está compreendida entre 3 e 15cm (NRCS, 2004).

Para o cálculo do tempo de viagem desses pixels, utiliza-se uma versão simplificada da Equação de Manning (Equações 2 e 3) (NRCS, 2004).

$$V_i = k_i \cdot I_i^{0.5} \quad (2)$$

$$T_{Sc_i} = \frac{L_i}{V_i} \quad (3)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; V_i é velocidade média da água no pixel analisado (m/s); I_i é a declividade entre o pixel analisado e o pixel de jusante (m/m), para onde é direcionado o escoamento; L_i é a distância percorrida pelo escoamento dentro do pixel (m); T_{Sc_i} é o tempo que a água leva para escoar no pixel (min); e k_i é um coeficiente.

O coeficiente k_i incorpora os valores de raio hidráulico e coeficiente de rugosidade de Manning e pode ser estimado a partir de tabelas específicas apresentadas na literatura que estimam o coeficiente em relação às características da superfície do solo em análise (MCCUEN, 1998; NRCS, 2004).

2.2.2.3 *Escoamento em Canal (Open Channel Flow)*

Aos pixels pertencentes à rede de drenagem da bacia cujo escoamento é considerado como canal, o tempo de viagem é dado através da Equação de Manning (Equação 4 e 5), que estima a velocidade média da água.

$$V_i = \frac{Rh_i^{2/3} \cdot I_i^{1/2}}{n_i} \quad (4)$$

$$Tc_i = \frac{L_i}{V_i} \quad (5)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; V_i é velocidade média do curso d'água no pixel analisado (m/s); I_i é a declividade do curso d'água no pixel em questão (m/m); n_i é o coeficiente de rugosidade de Manning das paredes do canal no pixel em questão; Rh_i é o raio hidráulico do curso d'água no pixel em questão (m); L_i é a distância percorrida pelo escoamento dentro do pixel (m); Tc_i é o tempo que a água leva para escoar no pixel (min).

Os valores de I_i , n_i e Rh_i podem ser estimados a partir de informações sobre as seções transversais e perfis longitudinais dos cursos d'água, inclusive com utilização de imagens de satélite das referidas seções. Também pode-se particionar a rede de drenagem em diversas seções onde as características hidráulicas possam ser consideradas homogêneas, segundo as informações obtidas pela seção transversal a montante ou a jusante do trecho (LIMA, 2021). O coeficiente de rugosidade de Manning (n) relacionado às paredes do pode ser estimado a partir de tabelas dispostas na literatura.

2.2.2.4 *Tempo de viagem até o exutório*

A estimativa do tempo de viagem de cada pixel até o exutório é realizada através da observação dos caminhos de fluxo desde o pixel analisado até o exutório (Figura 3), observando a classificação dos pixels pertencentes aos caminhos de fluxo quanto ao tipo de escoamento (Equação 6).

$$Tv_i = \sum_{k=1}^{Ns} Ts_k + \sum_{p=1}^{Nsc} Tsc_p + \sum_{m=1}^{Nc} Tc_m \quad (6)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; Tv_i é o tempo de viagem do escoamento desde o pixel avaliado até o exutório; N_s é o número total de pixels a jusante do pixel avaliado cujo escoamento é do tipo *sheet flow*; $\sum Ts_k$ é o somatório do tempo de viagem (Ts_k) dos pixels a jusante do pixel avaliado cujo escoamento é do tipo *sheet flow*; N_{sc} é o número total de pixels a jusante do pixel avaliado cujo escoamento é do tipo *shallow concentrated flow*; $\sum Tsc_p$ é o somatório do tempo de viagem (Tsc_p) dos pixels a jusante do pixel avaliado cujo escoamento é do tipo *shallow concentrated flow*; N_c é o número total de pixels de escoamento em canal a jusante do pixel avaliado; $\sum Tc_m$ é o somatório do tempo de viagem (Tc_m) dos pixels a jusante do pixel avaliado cujo escoamento é em canal.

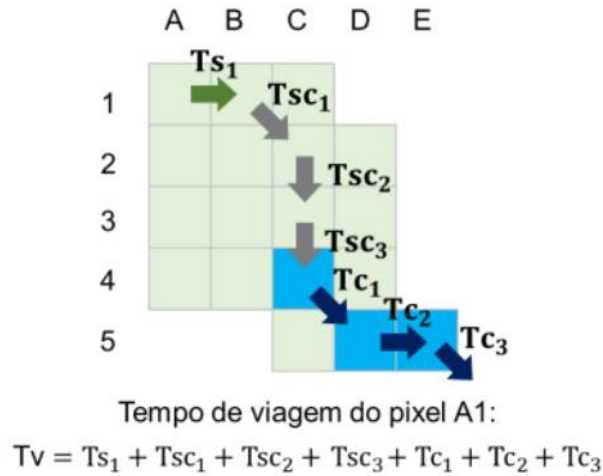


Figura 3 – Exemplo do cálculo do tempo de viagem até o exutório (Tv): seta verde indica escoamento do tipo *sheet flow*; cinza indica escoamento do tipo *shallow concentrated flow*; e azul indica escoamento em canal. (Fonte: Lima, 2021).

2.2.3 Estimativa de chuva excedente

O Hidropixel utiliza o método SCS-CN para a estimativa da chuva excedente, que corresponde à parcela da precipitação que gerou escoamento superficial, dado um evento de precipitação. As Equações 7 e 8 apresentam os parâmetros necessários ao cálculo.

$$Pexc_{ac}(t)_i = \frac{(P(t)_i - Ia_i)^2}{P(t)_i - Ia_i + S_i} \quad (7)$$

$$Pexc_{ac}(t)_i = 0, \quad se \quad (P(t)_i \leq Ia_i) \quad (8)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; $Pexc_{ac}(t)_i$ é a chuva excedente total acumulada gerada no pixel até o instante t , em mm; $P(t)_i$ é a precipitação total acumulada ocorrida no pixel até o instante t , em mm; Ia_i são as perdas iniciais ocorridas no pixel, em mm; S_i é a máxima infiltração acumulada potencial do pixel, em mm. As perdas iniciais são uma fração da máxima infiltração acumulada potencial (S_i) (Equação 9).

$$Ia_i = \lambda \cdot S_i \quad (9)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado. O λ é o coeficiente de perdas, ou abstração inicial. O valor adotado pelo parâmetro λ têm sido alvo de diversos estudos, pois foi concebido regionalmente através de uma metodologia aplicada em um número de bacias. O NRCS (2004) recomenda que as perdas iniciais sejam estimadas em 20% ($\lambda = 0.2$). Contudo, estudos posteriores apontam que o parâmetro é susceptível à variação do local de aplicação do método, bem como do evento analisado, e que na maioria das ocasiões deve-se considerar um valor inferior à 20% de perdas iniciais para o parâmetro (HAWKINS *et al.*, 2009). O valor de S_i , dado em mm, no pixel i é obtido através da Equação 10.

$$S_i = \frac{25400}{CN_i} - 254 \quad (10)$$

O CN é parâmetro adimensional que pode assumir valores entre 0 e 100, correspondendo ao nível de impermeabilização da superfície analisada, onde 0 representa uma superfície com capacidade de infiltração infinita e 100 corresponde a uma superfície completamente impermeável. O CN é estimado a partir de tabelas que fazem a correlação desse parâmetro com o grupo hidrológico e o uso do solo da superfície.

2.2.4 Hidropixel-TUH e Hidropixel-TUH+

A primeira versão do Hidropixel, utilizada por Costa *et al.* (2019) e Veeck *et al.* (2020) é tratada aqui como Hidropixel-TUH. Nesse método, a vazão no exutório da bacia como resposta a uma precipitação unitária ocorrida em determinado pixel é baseada no hidrograma unitário triangular do SCS (*Triangular Unit Hydrograph* – TUH), cujas dimensões são obtidas a partir das relações contidas nas Equações 11, 12 e 13.

$$Tp_i = \frac{d}{2} + 0.6 \cdot Tv_i \quad (11)$$

$$Tb_i = 2.67 \cdot Tp_i \quad (12)$$

$$Qp_i = \frac{0.208 \cdot A_i}{Tp_i} \quad (13)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; Tp_i é o tempo de pico do hidrograma unitário do pixel em horas; d é a duração da precipitação em horas; Tv_i é o tempo de viagem do pixel até o exutório em horas; Tb_i é o tempo de base do hidrograma unitário do pixel em horas; Qp_i é a vazão de pico do hidrograma unitário do pixel em m^3/s ; A_i é a área do pixel em km^2 .

A ordenada $q(t)_i$ do hidrograma unitário do pixel em um determinado instante de tempo t é dada pelas Equações 14, 15 e 16.

$$q(t)_i = \frac{Qp_i}{Tp_i} \cdot t, \text{ se } (t \leq Tp_i) \quad (14)$$

$$q(t)_i = Qp_i \cdot \frac{Tb_i - t}{Tb_i - Tp_i}, \text{ se } (Tp_i < t < Tb_i) \quad (15)$$

$$q(t)_i = 0 \text{ se } (t > Tb_i) \quad (16)$$

O hidrograma unitário a nível de pixel obtido através do modelo Hidropixel-TUH pode ser visto na Figura 4.

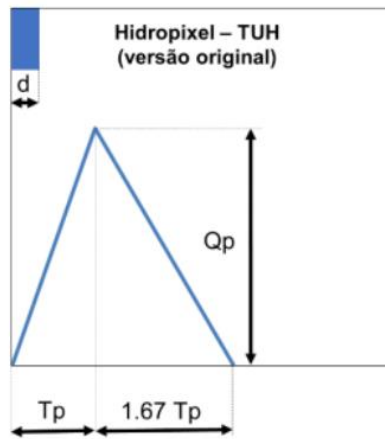


Figura 4 – Hidropixel-TUH: hidrograma unitário triangular do pixel. (Fonte: Lima, 2021).

A partir dos hidrogramas unitários, percebe-se que quanto maior o tempo de viagem do pixel até o exutório, maior é o tempo de pico e menor a vazão de pico do hidrograma, achatando o hidrograma unitário, o que representaria os efeitos de armazenamento

temporário da água na bacia e, de certa forma, o processo de translação, tendo em vista que os pixels mais distantes do exutório só iriam contribuir consideravelmente para a vazão após um período maior de tempo (LIMA, 2021).

Contudo, de acordo com Lima (2021), esse método desconsidera que a chuva efetiva gerada em um pixel só contribui efetivamente para um aumento na vazão do exutório da bacia após percorrer o caminho de fluxo do pixel até o exutório, o que pode afetar o desempenho do modelo em bacias maiores devido a essa inconsistência em representar o efeito de translação.

Diante disso, Lima (2021) propôs a reformulação do Hidropixel para que a vazão gerada em um pixel só fosse contabilizada no exutório da bacia após o tempo de viagem (T_{vi}) entre o pixel e o exutório da bacia – configurando a versão chamada de Hidropixel-TUH+.

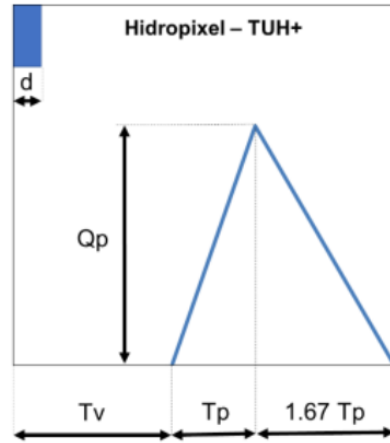


Figura 5 – Hidropixel-TUH+: hidrograma unitário triangular do pixel. (Fonte: Lima, 2021).

No Hidropixel-TUH+, as dimensões do hidrograma unitário triangular continuam a ser obtidas a partir das relações contidas nas Equações 11, 12 e 13, e a ordenada $q(t)_i$ do hidrograma unitário do pixel em um determinado instante de tempo t é dada pelas Equações 17, 18, 19 e 20.

$$q(t)_i = 0 \text{ se } (t < T_{vi}) \quad (17)$$

$$q(t)_i = \frac{Q_{pi}}{T_{pi}} \cdot (t - T_{vi}), \text{ se } (T_{vi} < t \leq T_{vi} + T_{pi}) \quad (18)$$

$$q(t)_i = Q_{pi} \cdot \frac{T_{bi} - (t - T_{vi})}{T_{bi} - T_{pi}}, \text{ se } (T_{vi} + T_{pi} < t \leq T_{vi} + T_{pi}) \quad (19)$$

$$q(t)_i = 0 \text{ se } (t > T_{vi} + T_{bi}) \quad (20)$$

A partir do hidrograma unitário em cada pixel da bacia é possível estimar o hidrograma resultante de cada pixel para o evento de chuva avaliado. A vazão resultante $Q(t)_i$ em um determinado instante de tempo t é calculada a partir da convolução entre a chuva excedente P_{exc} gerada no pixel e as vazões q do hidrograma unitário do pixel (Equações 21 e 22).

$$Q(t)_i = \sum_{m=1}^t P_{exc}(m)_i \cdot q(t - m + 1)_i, \text{ se } (t < k_i) \quad (21)$$

$$Q(t)_i = \sum_{m=t+k_i+1}^t P_{exc}(m)_i \cdot q(t - m + 1)_i, \text{ se } (t \geq k_i) \quad (22)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; e k_i é o número de ordenadas do hidrogramas unitário, que é função do tempo de discretização adotado. A Figura 6 apresenta um exemplo de como seriam o hidrograma unitário triangular de um pixel e os hidrogramas resultantes para esses mesmos pixels analisados.

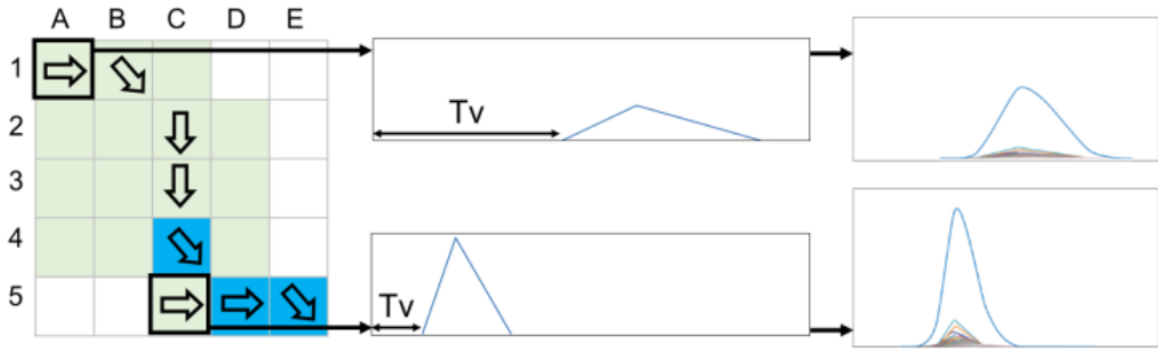


Figura 6 – Exemplo do cálculo do hidrograma resultante do pixel no método Hidropixel-TUH+. (Fonte: Lima, 2021).

2.2.5 Hidropixel DLR

No método Hidropixel-DLR (Reservatórios Lineares Distribuídos ou *Distributed Linear Reservoirs*, em inglês) não há a estimativa de um hidrograma unitário para o pixel e a vazão resultante para um determinado bloco de chuva é dada pelo produto entre a intensidade da chuva excedente e a área do pixel (Equação 23).

$$I(t)_i = \frac{P_{exc} \cdot (t - T_v)_i \cdot A_i}{d} \quad (23)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; $I(t)_i$ é a vazão gerada pelo pixel no instante t ; $P_{exc}(t - T_{vi})_i$ é a chuva excedente no pixel no instante $t - T_{vi}$; A_i é a área do pixel; d é a duração da chuva; T_{vi} é o tempo de viagem do escoamento entre o pixel e o exutório.

Nesse método, o T_{vi} do pixel precisa ser um múltiplo da duração d . Portanto, considera-se que o T_{vi} calculado pelas equações apresentadas na seção 2.2.2.4 é igual ao número múltiplo de d mais próximo ao valor calculado de T_{vi} .

A Figura 7 apresenta um exemplo de como é a aplicação da Equação (23) em um determinado pixel.

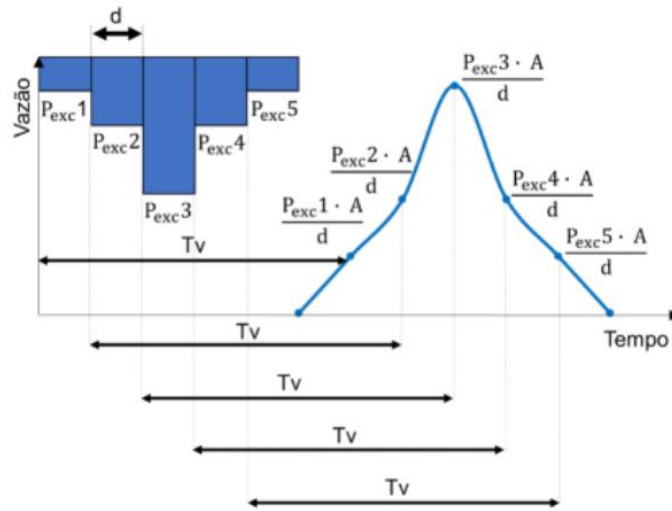


Figura 7 – Cálculo do hidrograma de um pixel sem considerar os efeitos do armazenamento. (Fonte: Lima, 2021).

Para considerar os efeitos do armazenamento temporário da água foi considerado que cada pixel da bacia possui um reservatório linear simples. A vazão de saída desse reservatório no instante t é dada pela Equação (21).

$$Q(t)_i = C_{0i}I(t)_i + C_{1i}I(t - d)_i + C_{2i}Q(t - d)_i \quad (24)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; $Q(t)_i$ é a vazão que sai do reservatório no instante t ; I_i é a vazão que entra no reservatório, obtida pela Equação (20); d é o intervalo de tempo adotado entre o instante de tempo avaliado t e o instante de tempo posterior t' ($t' = t + d$); C_{0i} , C_{1i} e C_{2i} são coeficientes do reservatório linear, obtidos a partir das Equações (25) e (26).

$$C_{0i} = C_{1i} = \frac{d}{2K_i + d} \quad (25)$$

$$C_{2i} = 1 - C_{0i} \quad (26)$$

Onde K_i é o coeficiente de armazenamento do reservatório linear em unidades de tempo e representa o tempo de residência médio da água no reservatório. Para estimar K_i em cada pixel é utilizado o método proposto por Maidment *et al.* (1996). Nesse método o parâmetro β apresentado na Equação (27) é considerado constante para todos os pixels.

$$\beta = \frac{K_i}{Tv_i + K_i} \quad (27)$$

Dessa forma, o coeficiente K_i do pixel está relacionado ao tempo de viagem do pixel até o exutório: quanto maior o Tv_i , maior o K_i ; quanto menor o Tv_i , menor o K_i . Portanto, considerando as distâncias dos pixels ao exutório, para pixels mais distantes do exutório (Figura 8, pixel A1), maior é o efeito do armazenamento temporário da água. Por outro lado, nos pixels mais próximos ao exutório (Figura 8, pixel C5), o efeito do armazenamento da água é menor. Outros fatores podem influenciar também no armazenamento temporário de água em determinadas regiões da bacia, como condições locais de umidade dos solos, relevos característicos etc.

O valor do parâmetro β pode ser encontrado via calibração, com base em dados observados de chuva e vazão. A partir da definição do valor desse parâmetro e da estimativa do tempo de viagem (Tv_i) do escoamento do pixel até o exutório é que se calcula o valor do coeficiente de armazenamento K_i para o pixel em questão.

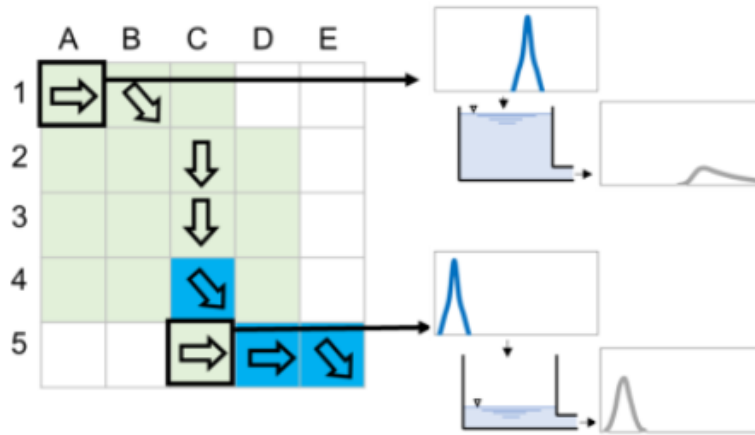


Figura 8 – Hidropixel-DLR: efeito do armazenamento temporário da água. (Fonte: Lima, 2021).

2.2.6 Hidrograma resultante da bacia

Com o Hidropixel, a vazão resultante no exutório da bacia (Q_{tot}) no tempo t é dada pelas contribuições de vazão de todos os pixels naquele instante de tempo (Equação 28), ou seja, realizando a superposição das respostas individuais dos pixels.

$$Q_{tot}(t) = \sum_{i=1}^{Np} Q(t)_i \quad (28)$$

Onde Np é o número total de pixels da bacia.

A Figura 9 apresenta a estrutura de funcionamento do modelo, o qual superpõe os hidrogramas gerados por cada pixel pertencente à bacia a fim de confeccionar o hidrograma de resposta da bacia frente a um evento de precipitação.

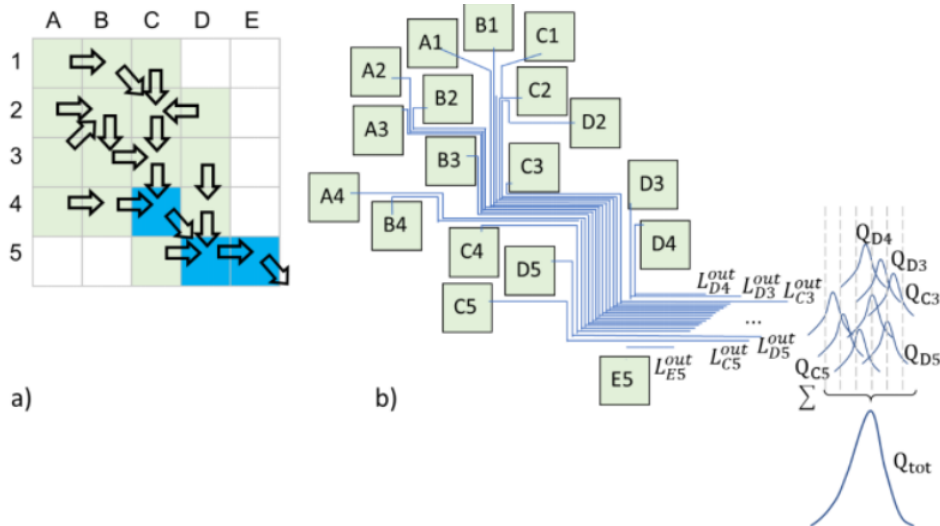


Figura 9 – Confeção do hidrograma final para toda a bacia. (Fonte: VEECK *et al.*, 2020).

2.3 EFEITO DA RESOLUÇÃO ESPACIAL

2.3.1 Resolução Espacial e Reamostragem de Dados

Diversos estudos têm sido conduzidos com o intuito de investigar e comparar o efeito do tamanho do pixel dos MDEs nos modelos hidrológicos e demais parâmetros do processo de modelagem. Entretanto, geralmente não há disponibilidade de múltiplas resoluções necessárias aos estudos conduzidos em uma determinada área. Diante disso, recorre-se a processos de reamostragem desses dados para geração de MDEs de resoluções mais grosseiras necessários a esses estudos comparativos (WU, LI e HUANG, 2008).

Embora diversos métodos de reamostragem de dados estejam disponíveis, os métodos mais comumente utilizados são o do vizinho mais próximo, interpolação bilinear e convolução cúbica. O método do vizinho mais próximo é o método mais simples e consiste em atribuir ao pixel da grade de saída o atributo do pixel da grade de entrada mais próximo a esse, medido de centroide a centroide. O método de interpolação bilinear consiste em interpolar linearmente um novo valor a partir dos quatro vizinhos mais próximos, e o método de convolução cúbica interpola um novo valor a partir de dezesseis vizinhos mais próximos utilizando funções cúbicas para interpolação (DOURADO, 2014).

Segundo Dourado (2014), o método do vizinho mais próximo apresenta o menor custo computacional, mas apresenta tendência de produzir imagens com efeitos de serrilhamento. O autor ainda aponta que método de interpolação bilinear resulta superfícies mais uniformes em relação ao método do vizinho mais próximo. Ainda segundo o autor, o método de convolução cúbica tem a tendência de produzir superfícies ainda mais uniformes que os métodos anteriores.

Em relação ao efeito das técnicas de reamostragem na modelagem hidrológica, Tan *et al.* (2015) avaliaram os impactos da resolução espacial, base de dados e técnicas de reamostragem dos MDEs de uma bacia na Malásia (1,566 m²) na simulação hidrológica com o modelo SWAT. Os pesquisadores avaliaram os efeitos que esses fatores produziam nas características topográficas das bacias simuladas. As diferentes bases de dados das quais os MDE foram retirados, bem como os métodos de reamostragem utilizados para produção desses, não produziram mudanças significativas nas características topográficas das bacias. No entanto, a perda de informações topográficas devido à mudança na resolução espacial dos MDE foi responsável por uma redução na distribuição de elevações, além de uma substancial mudança na declividade máxima da bacia, que foi reduzida de 7.48 m/m no MDE com resolução de 20m para 0.13 m/m no MDE com resolução de 1500m.

2.3.2 Efeito da resolução espacial sobre produtos derivados do MDE

Um dos procedimentos essenciais para a execução de uma modelagem hidrológica em uma bacia é a caracterização morfométrica. Nessa etapa são geradas as redes de drenagem da bacia, áreas de drenagem, curvas hipsométricas, cálculo de declividades, além da possibilidade da extração de parâmetros mais específicos, mas também úteis em alguns modelos hidrológicos, como índices relativos à rede de drenagem (SAHOO; JAIN, 2018).

A influência da resolução espacial dos MDEs nesses procedimentos tem sido alvo de diversos estudos. Ariza-Villaverde *et al.* (2015) analisaram o desempenho de MDEs com diferentes resoluções espaciais na caracterização de redes de drenagem. Os autores apontam que a utilização de MDEs de alta resolução produz redes de drenagem mais precisas e com menores erros, especialmente em bacias com redes de drenagem densas. Contudo, em bacias com redes de drenagem esparsas, a resolução do MDE é menos significativa no processo de caracterização da rede de drenagem.

Outros efeitos provenientes da resolução espacial na rede de drenagem podem ser observados em Rocha *et al.* (2020), que utilizaram MDEs com resoluções espaciais de 1, 10 e 30m para representação e simulação hidrológica de uma bacia em Portugal. Com a degradação do pixel do MDE, a rede de drenagem processada a partir da resolução mais degradada apresentou uma redução em seu comprimento total de 43% em relação à resolução mais fina utilizada no estudo. Outros parâmetros relativos à rede de drenagem também foram reduzidos, como a densidade de drenagem, número de cabeceiras e número de *Strahler*.

Veeck *et al.* (2020), ao analisarem redes de drenagem geradas a partir de MDEs de diversas resoluções, apontam para a ocorrência de representações mais adequadas das curvas e meandros ao se utilizar de MDEs com resoluções mais finas, além de uma representação apropriada do comprimento da rede.

Quanto ao processo de delimitação de bacias, Tan *et al.* (2015) afirmam que não há uma relação linear entre a resolução espacial de um MDE e a área delimitada para uma bacia hidrográfica. Os pesquisadores processaram e realizaram a delimitação da bacia do Rio Johor, na Malásia, utilizando 13 MDEs com diferentes resoluções espaciais que abrangeram valores desde 20 a 1500m. Dentre os MDEs analisados, a maior área para a bacia foi delimitada a partir do MDE de 1500m e a menor área foi obtida a partir do MDE de 70m.

Sousa e Paz (2017) descrevem uma abordagem já disposta na literatura que consiste em avaliar o formato da bacia que foi delimitada e não somente a área calculada. Com isso, essa abordagem propõe que a área da bacia delimitada a partir de um MDE seja comparada com a delimitação de referência a fim de que sejam estimadas áreas que estão em concordância com a área de referência, bem como estimar áreas que foram omitidas ou erroneamente incluídas no processo de delimitação.

A partir dessa abordagem, Veeck *et al.* (2020) relacionaram a resolução espacial de um MDE com a qualidade do processo de delimitação ao avaliar a delimitação de bacias utilizando MDEs com resoluções de 1, 2, 10 e 30m. Os pesquisadores consideraram como referência a delimitação obtida com a resolução mais fina e compararam essa com as

delimitações obtidas a partir dos outros MDEs. Os dados apresentados apontam uma tendência de crescimento dos níveis de concordância das áreas obtidas pelo processo de delimitação com a utilização de MDEs com melhores resoluções espaciais ao passo que erros de omissão e comissão foram reduzidos.

2.3.3 Efeito da resolução espacial sobre a modelagem hidrológica

A utilização de modelos hidrológicos em bacias hidrográficas está ligada diretamente à necessidade de compreensão de fenômenos de geração de escoamento superficial, disponibilidade hídrica e qualidade da água. Os modelos hidrológicos requerem, como entrada, dados que representem a superfície morfológica da área a ser modelada, o que comumente é fornecido por MDEs (SINGH e KUMAR, 2017; ROCHA *et al.*, 2020).

A influência dos MDEs em modelos hidrológicos tem sido alvo de diversos estudos, especialmente quanto à resolução espacial. Reddy e Reddy (2015) avaliaram a influência de MDEs com resoluções de 20, 30, 90, 500 e 1000m aplicados ao SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) na produção diária de escoamento superficial e sedimentos em uma bacia na Índia. Em relação ao escoamento superficial, os autores observam uma tendência de subestimação das vazões de pico da série de dados ao passo que a resolução do MDE torna-se mais grosseira (Figura 10). A variação dos valores de escoamento para diferentes MDE também foi atribuída às mudanças nas delimitações das sub-bacias inerentes ao modelo, onde o número dessas unidades foi reduzido com a degradação do pixel.

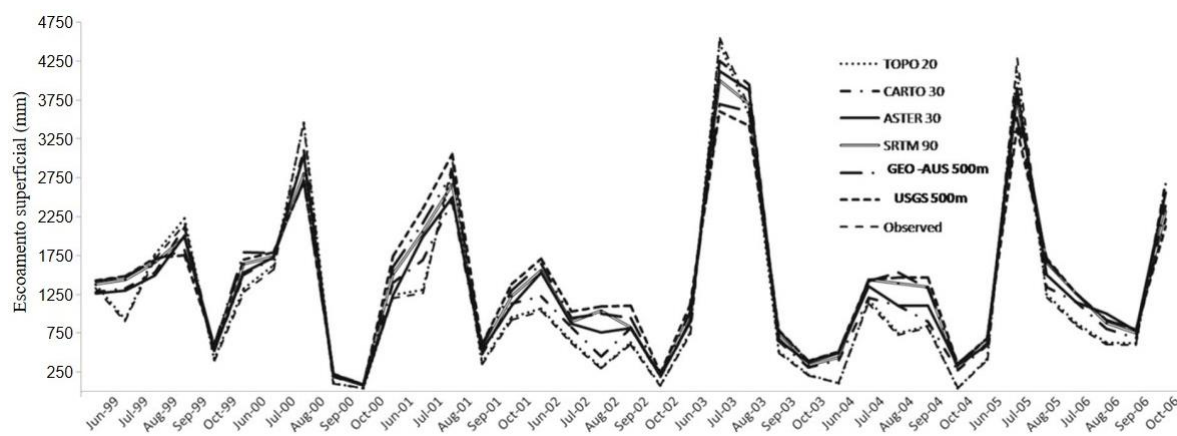


Figura 10 – Simulação diária de escoamento superficial no SWAT. Fonte: Reddy; Reddy (2015)

Essa propensão no modelo SWAT de subestimação dos picos de vazões ao passo que a resolução de trabalho é degradada também foi observada por Rocha *et al.* (2015). Os autores simularam o escoamento superficial na bacia *Caniceira* (210 m²) utilizando

resoluções de 1, 10 e 30m. A resolução espacial de 1m apresentou uma boa qualidade de ajuste em relação aos dados observados. Os autores relatam que essa qualidade de ajuste, especialmente nas representações dos picos de vazão, foi gradualmente deteriorada quando eram utilizados os MDE com resoluções mais grosseiras (Figura 11).

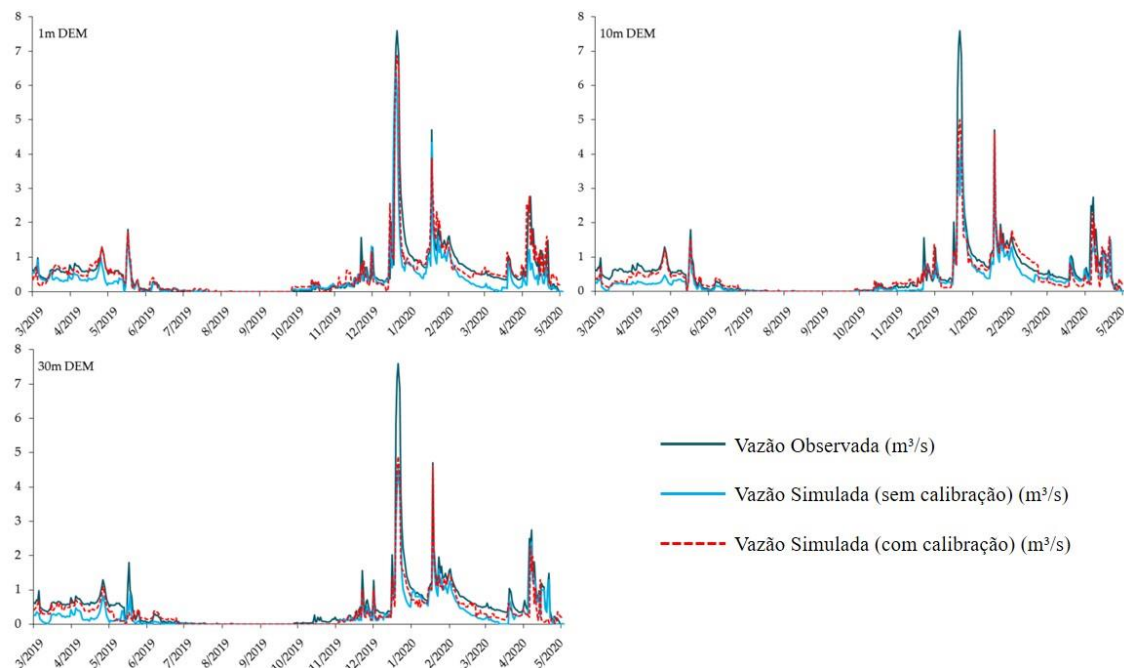


Figura 11 – Performance do modelo SWAT com vazões calibradas e não calibradas utilizando MDEs com diferentes resoluções. Fonte: Rocha *et al.* (2020).

Fan *et al.* (2021) analisaram a variação do escoamento superficial (em mm) de três bacias utilizando MDEs e mapas de uso e ocupação do solo com diferentes resoluções espaciais utilizando o SWAT. As bacias escolhidas diferem em valores médios de declividade: (a) alta declividade (39.25%), (b) média declividade (19.80%) e (c) baixa declividade (8.60%). Os autores usaram MDEs com resoluções de 12.5, 25, 50, 100, 500 e 1000m, obtidos através de reamostragem utilizando o método de interpolação bilinear a partir do MDE de 12.5m. Também foram utilizados mapas de Uso e Ocupação do Solo com resolução de 250, 1000 e 2500m. A variação percentual da vazão foi calculada a partir da modelagem com a resolução de 12.5m.

Dentre os achados descritos pelos referidos autores, destaca-se a tendência de atenuação do escoamento superficial com a degradação do tamanho do pixel utilizado. Segundo o autor, isso ocorre devido à redução da declividade média da bacia, onde se percebe que a bacia com alta declividade (a) sofreu os maiores níveis de atenuação de vazão.

As simulações utilizando MDEs com resolução espacial de até 100m apresentaram valores atenuados inferiores a 10%, indicando que o uso dessa faixa de resolução apresentou resultados satisfatórios para o processo de modelagem. Os autores também apontaram que as variações no escoamento superficial foram maiores com a degradação do pixel dos mapas de uso e ocupação do que em relação à degradação do pixel do MDE. Isso ocorre porque se utilizou a metodologia do SCS-CN para cálculo da chuva efetiva. Com isso, pode-se afirmar que o modelo é mais sensível à mudança da resolução dos mapas de uso e ocupação de solo do que o MDE.

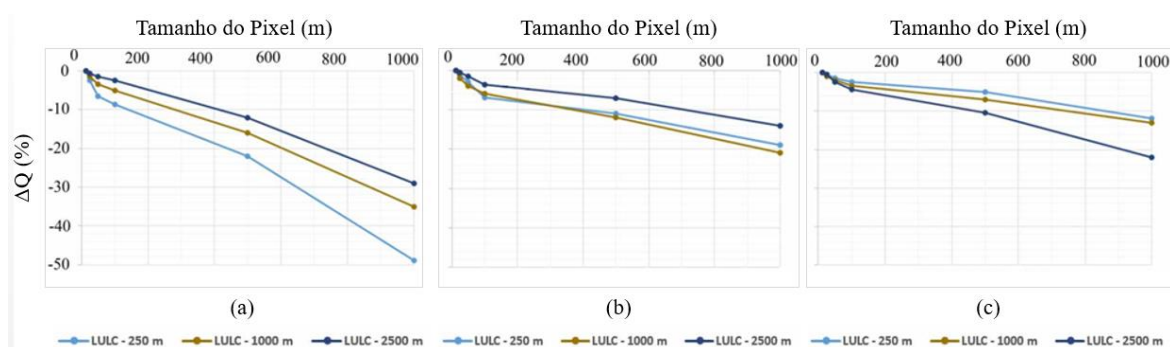


Figura 12 – Alterações no escoamento superficial (mm) com a variação da resolução espacial do MDE e do mapa de uso e ocupação do solo. Adaptado de (Fan *et al.*, 2021)

Zhang *et al.* (2014) analisaram a sensibilidade à mudança de resolução espacial na modelagem utilizando o modelo SWAT aplicado à bacia do Rio Xiangxi, na China. Os pesquisadores utilizaram 17 MDEs com diferentes resoluções, em um intervalo de 30 a 1000m, e analisaram a resposta do modelo quanto à produção de sedimentos, previsão de oxigênio dissolvido, escoamento superficial, dentre outros parâmetros. Em relação à geração de escoamento superficial da bacia, essa foi insensível com a mudança de resolução dos MDE de entrada, indicando que um MDE de resolução mais grosseira é adequado para modelagem e economizaria tempo de processamento durante a execução de modelo. Quanto à produção de sedimentos do modelo, essa apresentou uma subestimativa dos valores ao passo em que a resolução espacial foi degradada, em especial a partir da resolução de 100m.

Goyal *et al.* (2018) avaliaram a produção mensal de escoamento e de sedimentos utilizando o modelo SWAT em duas bacias da Índia utilizando MDEs com diferentes resoluções espaciais e fontes topográficas. Os autores observaram que o escoamento gerado em meses de cheia, o qual é majoritariamente escoamento superficial, é subestimado em até 6% com a degradação da informação topográfica (MDE). A discrepância entre os valores de escoamento é justificada pela alteração na distribuição espacial das declividades da bacia,

que é utilizada para a delimitação das unidades de resposta hidrológica do modelo. Com a degradação do MDE, há uma alteração nos valores de declividade e, consequentemente, no escoamento gerado. Quanto à produção de sedimentos, valores superestimados e subestimados foram registrados, e estes eram acentuados ao passo que a informação topográfica era degradada. No período de estiagem, valores subestimados de até 70% na produção de sedimentos foram registrados.

Zhang *et al.* (2008) avaliaram o efeito da resolução espacial de um MDE na utilização do modelo WEPP (*Water Erosion Prediction Project*) em duas bacias montanhosas nos Estados Unidos. Na modelagem realizada, as resoluções mais grosseiras dos MDEs apresentaram valores superestimados de produção de sedimentos, enquanto as resoluções mais finas utilizadas no estudo (4 e 10m) apresentaram valores condizentes com os dados observados. Segundo os autores, devido à grande variação de declividade presente nas bacias e existência de áreas bastante íngremes, a utilização de MDEs com acurácia e resolução apropriada foi essencial para a obtenção de resultados satisfatórios na modelagem.

Dixon e Earls (2009) utilizaram o modelo hidrológico SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) para simular a resposta hidrológica da bacia *Charlie Creek* (855 km²) discretizada com MDEs de 30, 90 e 300m. Os autores apontam que os resultados obtidos através das resoluções degradadas apresentam hidrogramas mais atenuados, onde a vazão de pico foi subestimada. Em relação à simulação com o MDE de 30m, as simulações apresentaram vazões de pico reduzidas em 4 e 13%, respectivamente com a utilização dos MDEs de 90m e 300m.

Elaji e Ji (2020) avaliaram a qualidade da modelagem hidrológica na bacia do Rio Blue, nos Estados Unidos, utilizando dados de entrada de uso e ocupação do solo e MDEs da bacia com diferentes resoluções espaciais. Os pesquisadores utilizaram dados de uso e ocupação do solo com 6, 20 e 30m de resolução espacial e MDEs de 3 e 30m. Utilizando o modelo HEC-HMS e mapas CN oriundos da metodologia SCS-CN, os hidrogramas resultantes apresentaram bom ajuste em relação aos dados observados. Com isso, a utilização de dados com a resolução mais grosseira do referido estudo (30m) apresentou resultados satisfatórios, indicando assim boa performance do modelo sem o uso de resoluções finas.

Petroselli *et al.* (2019) estudaram a formação de mapas de inundação em duas bacias urbanas na Eslováquia com o uso de modelos hidráulicos (HEC-RAS e FLO-2D) e hidrológicos (SCS-CN Green Ampt e um método regional) e utilizando MDEs com resoluções de 2 e 20m. Com relação à modelagem hidrológica, os resultados apontaram que

a formação das áreas de inundação idênticas nas duas bacias, independentemente da resolução espacial dos MDEs utilizados.

Diferentes resultados foram observados por Oganian *et al.* (2019) que utilizaram MDEs com resoluções de 1, 5 e 10m para confecção de mapas de inundação de chuvas com tempo de retorno de 5, 25 e 100 anos em uma bacia da Indonésia. Os autores utilizaram os modelos HEC-HMS e HEC-RAS e observaram uma correlação direta entre a resolução espacial e a acurácia dos mapas de inundação. O MDE com 1m de resolução, resultante de levantamento LIDAR, obteve taxas de concordância de 82.5% em relação ao mapa de inundação de referência, enquanto as resoluções mais grosseiras utilizadas no estudo obtiveram concordância de 73.33% e 65.83%, respectivamente, com as resoluções menos finas com tendências a superestimar a área de inundação. A acurácia dos mapas de inundação em relação à profundidade também foi mensurada através da métrica RMSE. O RMSE obtido com a utilização dos dados LIDAR foi de 0.32m, enquanto para as outras resoluções foi de 0.88m e 1.12m. Por fim, os autores concluem que a utilização do LIDAR proporcionou mapas de inundação mais precisos em relação à distribuição dos níveis de inundação e da extensão total desse fenômeno.

A fim de que o efeito da resolução espacial na modelagem hidrológica seja evidenciado, alguns modelos são calibrados de forma particular a fim de atingir esse objetivo. Dixon e Earls (2009) investigaram o efeito da resolução espacial de MDEs com 30, 90 e 300m e reamostragens desses no processo de modelagem hidrológica com o SWAT. O estudo avaliou o efeito da resolução espacial na representação do escoamento superficial e delimitação de bacias. O processo de calibração dos parâmetros do modelo foi realizado a partir da resolução mais fina disponível para o estudo e observando os dados de vazão disponíveis, sendo essa calibração aplicada para as outras resoluções investigadas.

Também se utilizaram do SWAT os estudos conduzidos por Rocha *et al.* (2020) e Fan *et al.* (2021), onde os pesquisadores avaliaram a influência da resolução espacial dos MDEs e dos mapas de uso do solo, respectivamente, na produção de escoamento superficial.

Em relação ao modelo HIDROPIXEL, Veeck *et al.* (2020) aplicaram esse a uma bacia hidrográfica de 6km² utilizando MDEs com resolução espacial de 2, 10 e 30m reamostrados a partir de um MDE obtido via tecnologia LiDAR com 1m de resolução espacial, além de um MDE SRTM 30m. Para a calibração do modelo, os autores utilizaram a resolução mais fina disponível como referencial e calibraram o parâmetro de perdas do método SCS-CN (λ) para cada evento de precipitação que foi simulado com a resolução de

1m. Mantendo o valor de λ constante para a simulação com resoluções espaciais mais grosseiras, os autores reportaram que, com o uso as resoluções de 2, 10 e 30m, as vazões de pico desses hidrogramas apresentaram um aumento de 7.9%, 31.0% e 53.4%, respectivamente; enquanto os tempos de pico foram antecipados em 1.6%, 6.3% e 9.2%.

2.3.4 Efeito da resolução espacial e a modelagem hidrológica por eventos

Assim como o Hidropixel, outros estudos têm sido realizados a fim de investigar a utilização de dados em diferentes resoluções espaciais utilizando modelos hidrológicos por eventos. A Tabela 1 apresenta um recorte de informações sobre alguns desses estudos, indicando os modelos hidrológicos utilizados, bem como informações sobre as áreas de estudo, resoluções espaciais utilizadas e quantidade de eventos avaliados.

Tabela 1 – Aplicações de Modelagem Hidrológica por evento na literatura. Fonte: Adaptado de Lima (2021).

Autores e Modelos Hidrológicos	Informações sobre Aplicações
Du et al., (2009); Modelo: SDDH	- Área da bacia: 259 km ² ; - Resolução do MDE: 50 m; - 8 eventos de chuva.
Gironás et al., (2009); Modelo: U-McIUH	- Área da bacia: 1,64 km ² ; - Resolução do MDE: 20 m; - 17 eventos de chuva.
Kang and Merwade (2011); Modelo: STORE DHM	- 3 bacias: 707, 96 e 46 km ² ; - Resolução do MDE: 30 m; - 4 eventos de chuva.
Cho, Engel e Merwade, (2018); Modelo: Distributed -Clark	- 4 bacias: 2460, 2204, 490 e 759 km ² ; - Resolução do MDE: 30 m; - 6 eventos avaliados.
Costa et al., (2019); Modelo: Hidropixel	- Área da bacia: 4,93 km ² ; - Resolução do MDE: 30 m; - 24 eventos de chuva.
Veeck et al., (2020); Modelo: Hidropixel	- Área da bacia: 6 km ² ; - Resolução do MDE: 1 m, 2m, 10m e 30 m; - 18 eventos de chuva.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 ASPECTOS GERAIS

O presente trabalho avalia a influência da resolução espacial dos planos de informação na modelagem hidrológica utilizando o modelo Hidropixel – DLR, desenvolvido por Lima (2021). O modelo Hidropixel atualmente constitui-se de uma rotina computacional desenvolvida em *Visual Basic* que tem como entrada planos de informação referentes à bacia e aos eventos simulados. A Figura 13 apresenta um panorama dos planos de informação utilizados no processo de modelagem, bem como os produtos calculados pelo referido modelo.

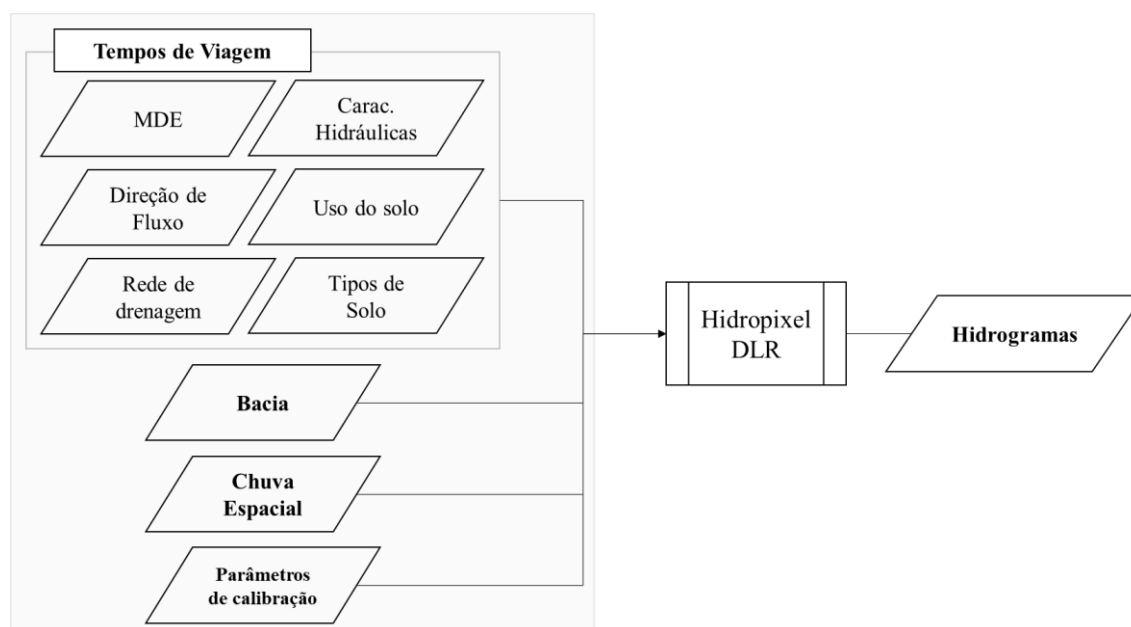


Figura 13 – Panorama dos planos de informação e dados de entrada do modelo Hidropixel DLR para gerar os hidrogramas de escoamento superficial.

Lima (2021) aplicou o Hidropixel – DLR na Bacia hidrográfica do Alto *Medway* utilizando planos de informação com resolução espacial de 10m. Tais dados foram disponibilizados e utilizados para produção de planos de informação com resoluções espaciais mais grosseiras. Os métodos empregados para obtenção de cada plano de informação necessário ao modelo foram descritos nas próximas seções desse trabalho.

Em relação às resoluções alvo desse estudo, os planos de informação iniciais foram reamostrados e processados para a geração de outros planos necessários ao modelo. Por fim, esses dados foram modelados com a utilização dos parâmetros de calibração de referência, que foram obtidos a partir da modelagem utilizando a resolução mais fina por Lima (2021).

3.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é a Bacia hidrográfica do Alto *Medway*. Essa bacia possui área de aproximadamente 250 km² e fica localizada ao sul da cidade de Londres, Inglaterra (Figura 14). Essa bacia foi escolhida como área de estudo do grupo de pesquisa que desenvolve o modelo Hidropixel devido à disponibilidade de dados observados necessários aos estudos hidrológicos – vazão e precipitação – provenientes de postos pluviométricos e radares meteorológicos, por já ter sido alvo de pesquisa anterior com o Hidropixel e pela parceria existente com a *Swansea University*.

A bacia do Alto *Medway* possui um reservatório para detenção de águas pluviais a jusante dessa, a fim de regularizar a vazão e evitar inundações durante eventos mais volumosos de precipitação. Durante tais eventos, áreas urbanas a jusante da bacia estão sujeitas a inundações (ENVIRONMENT AGENCY, 2009).

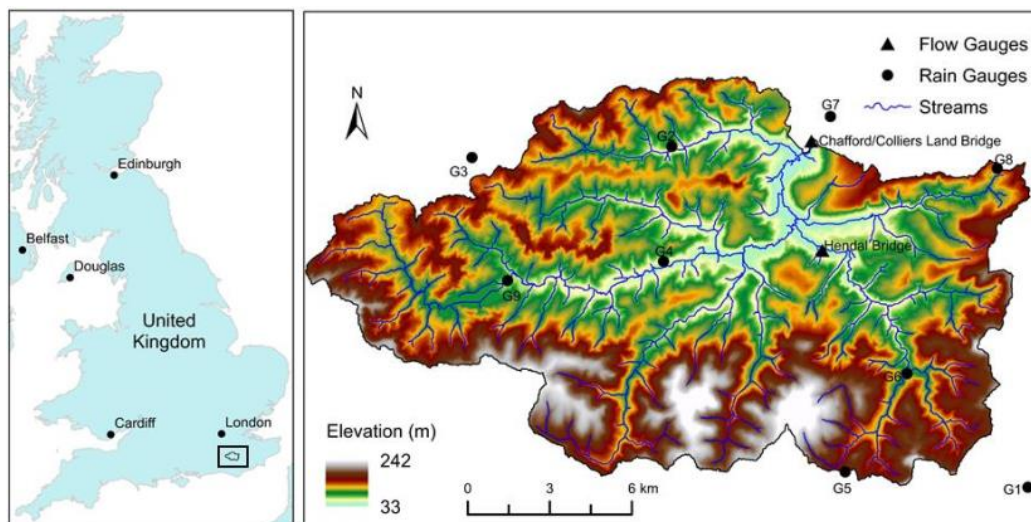


Figura 14 – Bacia do Alto *Medway*: Modelo Digital de Elevação (MDE), rede de drenagem, postos pluviométricos e postos de medição de vazão. (Fonte: Lima, 2021)

Em relação às precipitações, durante o período de outono e inverno (setembro a fevereiro), sistema de baixas pressão oriundos do Atlântico são responsáveis pela formação de chuvas frontais, caracterizadas pela sua longa duração e por atingirem grandes áreas. No verão (junho a agosto), o regime de precipitação pode ser caracterizado pela ocorrência de chuvas convectivas, caracterizadas por serem intensas, porém de curta duração e que ocorrem de forma concentrada em pequenas áreas (MET OFFICE, 2020).

A precipitação média anual na bacia do Alto *Medway* é de cerca de 848 mm (1961–1990). A evaporação potencial média anual na bacia é de 543 mm e o escoamento médio anual é de 399 mm (ARNELL, 2011).

O Alto *Medway* possui dados diários de vazão medidos entre 1960 e 2020 na estação *Chafford/Colliers Land Bridge*, onde é o exutório da bacia. De acordo com o UK *National River Flow Archive* (2021), a vazão média do Alto *Medway* a partir desses dados é de cerca de 2,9 m³/s. Em relação às vazões observadas durante o período, alguns parâmetros relacionados à curva de permanência da bacia podem ser extraídos: Q₉₅, Q₅₀ e Q₅ possuem valores de 0.365, 1.4 e 10.44 m³/s, respectivamente.

Na ocorrência de eventos de precipitação mais intensos, áreas urbanas localizadas à jusante da bacia, como as cidades de *Tonbridge* e *Maidstone*, estão sujeitas a inundações. Contudo, na região da cidade de *Tonbridge* foi construído um reservatório de retenção de águas pluviais de grandes dimensões com o objetivo de regularizar as vazões e evitar situações de inundação, o que reduziu consideravelmente a possibilidade da ocorrência desse fenômeno (ENVIRONMENT AGENCY, 2009).

3.2.1 DADOS DISPONÍVEIS

3.2.1.1 Modelo Digital de Elevação

O MDE do Alto *Medway* (Figura 14), com resolução espacial de 10 metros, foi extraído do Land-Form PROFILE DTM, fornecido pela Ordnance Survey, a agência cartográfica nacional do Reino Unido. Esse MDE foi originalmente obtido através da interpolação de curvas de nível. A distância vertical entre as curvas de nível é de cerca de 5 metros na maioria das regiões e 10 metros em regiões montanhosas. Essas curvas de nível foram obtidas através de levantamentos fotogramétricos. O levantamento topográfico tradicional em solo foi empregado em algumas pequenas áreas não visíveis nas fotografias (ORDNANCE SURVEY, 2001).

A distribuição de elevações para a bacia varia entre 33 e 242 m e a maior parte do relevo é ondulada (declividade entre 8 e 20%).

3.2.1.2 Rede de Drenagem

A bacia hidrográfica do Alto *Medway* possui uma rede hidrográfica vetorial juntamente com seções transversais e perfis longitudinais de parte do rio principal, fornecida pela *Environment Agency*, a Agência Ambiental do Reino Unido. Embora a rede de drenagem seja bastante densa, apenas 135 seções transversais possuem dados hidráulicos disponíveis, que estão indicadas na Figura 15.

A área mínima de drenagem para definição do início dos cursos d'água foi definida identificando visualmente o início da rede de drenagem a partir de imagens de satélite. Procura-se dessa forma que o comprimento da rede de drenagem obtida por processamento do MDE seja compatível com a rede identificada nas imagens.

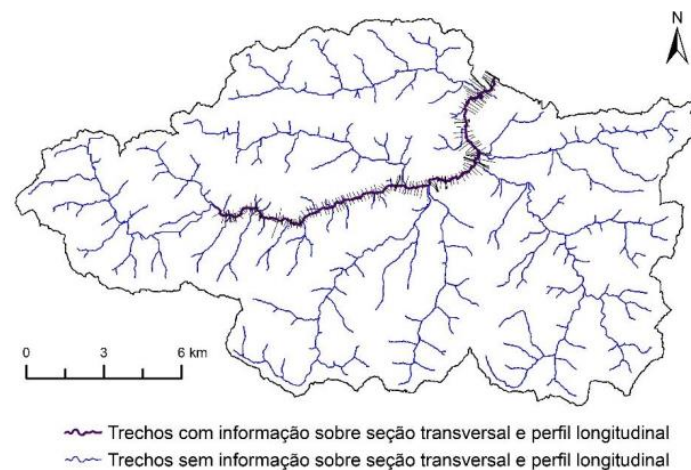


Figura 15 – Aspecto geral da rede de drenagem da bacia, com destaque às seções as quais possuem informações sobre o traçado, seção transversal e perfil longitudinal dos cursos d'água. (Fonte: Lima, 2021).

3.2.1.3 Tipos de Solo

A Figura 16 apresenta o mapa com a classificação dos solos da bacia em relação aos grupos de hidrológicos do método SCS-CN. O mapa foi confeccionado por Lima (2021) a partir de informações *National Soil Map of England and Wales (NATMAP)*, fornecidas pela *National Soil Resources Institute*.

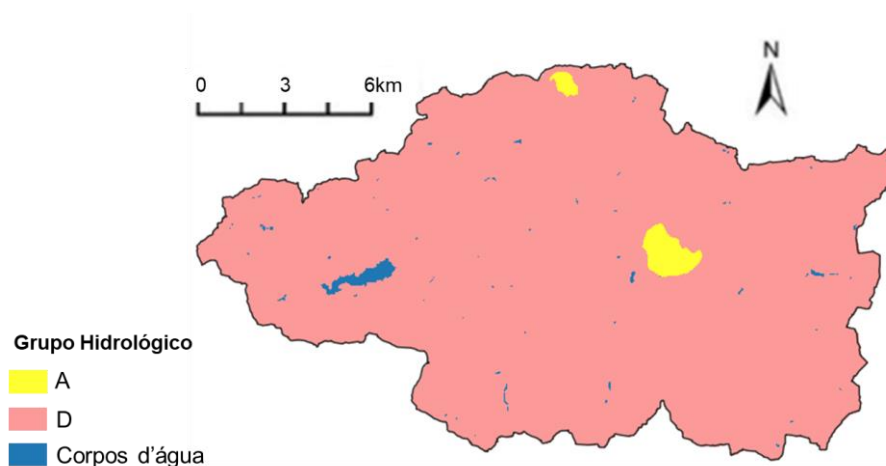


Figura 16 – Tipos de solo da bacia do Alto *Medway*. (Fonte: Lima, 2021).

Observa-se que quase a totalidade da área (cerca de 98%) da bacia possui solo pertencente ao grupo hidrológico D, que são solos caracterizados por uma baixa

permeabilidade. As outras áreas da bacia dizem respeito a corpos hídricos ou solos que pertencem ao grupo hidrológico A, caracterizados por uma alta permeabilidade.

3.2.1.4 *Uso da terra e cobertura vegetal*

A Figura 17 apresenta o mapa de uso da terra e cobertura vegetal da bacia confeccionado por Lima (2021) a partir de informações do *Corine Land Cover Map* para o ano de referência de 2006, fornecidas pela *European Environment Agency* (EEA).

Observa-se pela Figura 17 que a bacia do Alto Medway apresenta baixos índices de urbanização. Áreas naturais de pastagens e terras agricultáveis correspondem a 46% e 16% da área da bacia, respectivamente. As áreas de florestas correspondem a 27% do território da bacia, enquanto áreas urbanas abrangem 8% do território da bacia.

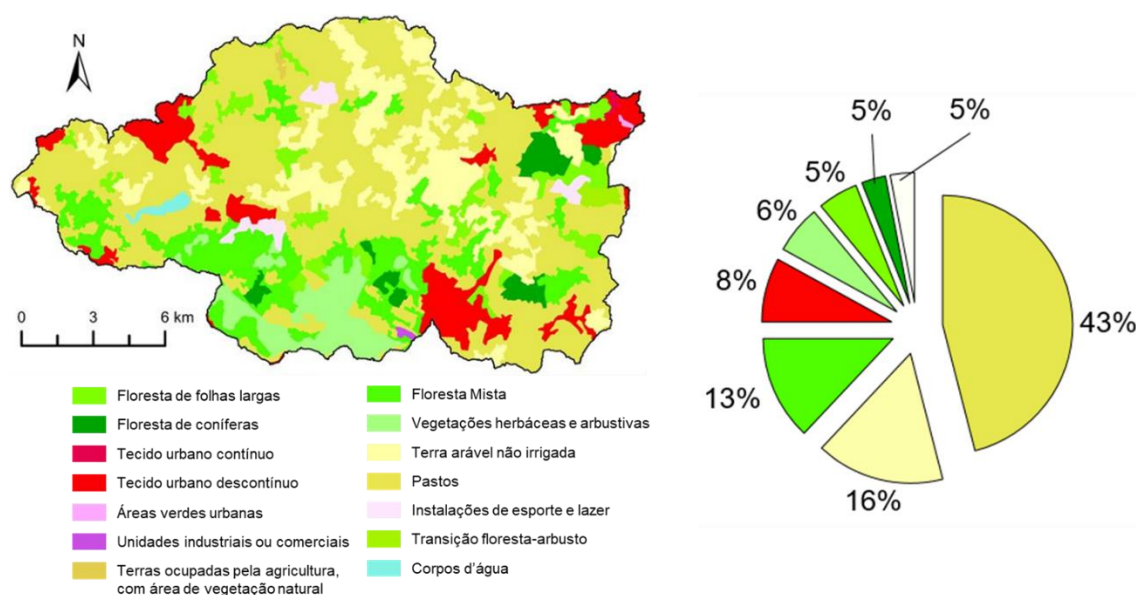


Figura 17 – Mapeamento e distribuição do uso da terra na bacia do Alto *Medway*. (Fonte: Adaptado de: Lima, 2021).

3.2.1.5 *Eventos de Chuva e dados de Vazões*

A Tabela 2 apresenta a caracterização de 15 eventos de precipitação ocorridos entre os anos de 2003 e 2005 que estão disponíveis para uso no estudo. Para cada evento, estão apresentadas a duração, a precipitação acumulada em cada posto (G1 ao G9), bem como a precipitação acumulada média para a bacia calculada pelo método dos polígonos de Thiessen.

Tabela 2 – Eventos de chuva selecionados com informação da chuva nos 9 pluviômetros (G1 a G9) e o valor médio espacialmente sobre a bacia (Fonte: Lima, 2021).

Evento	Data	Precipitação acumulada (mm)									Chuva Média (mm)	Duração (h)
		G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9		
1	17/12/2004	0,0	15,8	15,6	17,6	15,0	19,4	11,8	16,2	16,2	16,4	9,5
2	25/11/2003	29,8	21,0	22,6	22,6	23,4	27,0	15,4	22,2	19,6	22,1	53,8
3	27/12/2004	0,0	9,2	9,0	11,0	9,4	12,2	7,8	10,0	9,6	10,1	9,0
4	29/12/2003	9,0	10,0	16,4	9,8	8,8	9,4	7,8	8,6	11,4	10,2	26,0
5	15/01/2004	8,6	6,2	16,6	10,4	7,0	10,2	5,6	9,0	6,8	8,8	15,0
6	08/02/2003	11,2	0,0	10,4	12,2	11,1	11,0	9,4	6,8	12,2	9,9	31,0
7	20/12/2003	12,6	10,4	24,0	11,6	10,8	13,4	7,2	11,8	11,0	12,1	29,8
8	03/04/2004	12,4	7,2	13,4	9,4	8,2	8,8	9,6	12,4	9,8	9,5	29,0
9	18/12/2004	0,0	12,4	12,8	11,8	13,8	14,4	9,2	11,4	13,6	12,6	19,3
10	06/11/2005	14,0	10,2	13,8	11,8	13,2	14,6	5,2	10,4	11,4	11,7	34,5
11	22/12/2004	0,0	7,2	9,0	7,0	10,2	8,0	6,6	6,4	8,2	7,7	32,8
12	11/01/2004	12,4	10,8	23,2	14,4	10,8	14,4	9,6	11,8	13,2	13,5	19,8
13	29/11/2003	11,8	10,6	10,6	11,8	9,0	11,4	7,2	10,0	10,8	10,6	43,0
14	14/03/2004	11,0	7,4	10,4	8,0	8,0	11,2	5,2	9,4	7,6	8,5	55,8
15	28/02/2003	12,4	0,0	11,6	0,0	11,6	10,8	9,4	10,6	8,2	6,7	25,3

A Tabela 3 apresenta a caracterização dos hidrogramas de escoamento superficial observados tendo em vista os eventos anteriormente apresentados. Além do tempo de pico e vazão de pico, estão dispostos na tabela a precipitação excedente de cada evento, que pode ser utilizada para estimação do volume total escoado, além do coeficiente de escoamento, definido como a razão entre o volume de água que foi escoado superficialmente e o volume de água precipitado.

Tabela 3 – Informações sobre o hidrograma do escoamento superficial para cada evento (Fonte: Lima, 2021).

Evento	Data	Chuva excedente (mm)	Coeficiente de Escoamento	Vazão de pico (m ³ /s)	Tempo de pico (h)
1	17/12/2004	1,79	0,11	13,06	14,25
2	25/11/2003	3,07	0,14	20,06	32,00
3	27/12/2004	1,53	0,15	9,66	12,75
4	29/12/2003	1,35	0,13	8,10	16,00
5	15/01/2004	1,33	0,15	7,30	14,75
6	08/02/2003	2,04	0,21	8,21	20,00
7	20/12/2003	1,23	0,10	5,89	18,75
8	03/04/2004	1,08	0,11	5,09	14,25
9	18/12/2004	1,65	0,13	9,93	15,75

10	06/11/2005	0,81	0,07	3,83	24,00
11	22/12/2004	0,83	0,11	3,98	15,50
12	11/01/2004	2,64	0,20	15,77	12,25
13	29/11/2003	1,11	0,10	4,82	17,00
14	14/03/2004	0,97	0,11	4,34	24,50
15	28/02/2003	0,98	0,15	5,99	12,75

3.2.1.6 Filtro para separação do Escoamento de Base

Nesse trabalho, utilizou-se o filtro desenvolvido por Eckhardt (2005) para estimar o escoamento de base e assim, realizar a separação do escoamento superficial para análise (Equação 29):

$$b_i = \frac{(1 - BFI_{max}) \cdot a \cdot b_{i-1} + (1 - a) \cdot BFI_{man} \cdot y_i}{1 - a \cdot BFI_{max}} \quad (29)$$

Onde i representa o intervalo de tempo considerado, b é o escoamento subterrâneo, y é a vazão total do hidrograma, BFI_{max} é o máximo percentual de escoamento subterrâneo que o filtro permite calcular. O parâmetro a é estimado dado a partir da Equação 30.

$$a = e^{\frac{-\Delta t}{k}} \quad (30)$$

Onde k é constante de recessão e Δt é o tamanho do intervalo entre i e $i + 1$.

O valor de k está relacionado ao comportamento típico da recessão do hidrograma na bacia. Admite-se que a vazão de um rio durante o período de estiagem pode ser representada pela Equação (31).

$$Q(t) = Q_0 \cdot e^{\frac{-\Delta t}{k}} \quad (31)$$

Onde t é o tempo, Q_0 é a vazão num instante t_0 , $Q(t)$ é a vazão num instante t e k é uma constante com a mesma unidade de t .

O valor de k depende das características físicas da bacia, em especial de suas características geológicas (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015), e geralmente é calculado utilizando dois valores conhecidos de vazão espaçados por um intervalo de tempo Δt . Com isso, a partir da Equação 32, tem-se:

$$k = \frac{-\Delta t}{\ln\left(\frac{Q_{(t+\Delta t)}}{Q_{(t)}}\right)} \quad (32)$$

Para esse trabalho, foi adotado $BFI_{max} = 0.9$ com base em um ajuste manual a fim de minimizar o escoamento superficial durante períodos em que não foram registrados eventos

de precipitação. A Figura 18 apresenta o resultado da estimativa da vazão de base para a série de vazões registradas no posto fluviométrico do exutório da bacia.

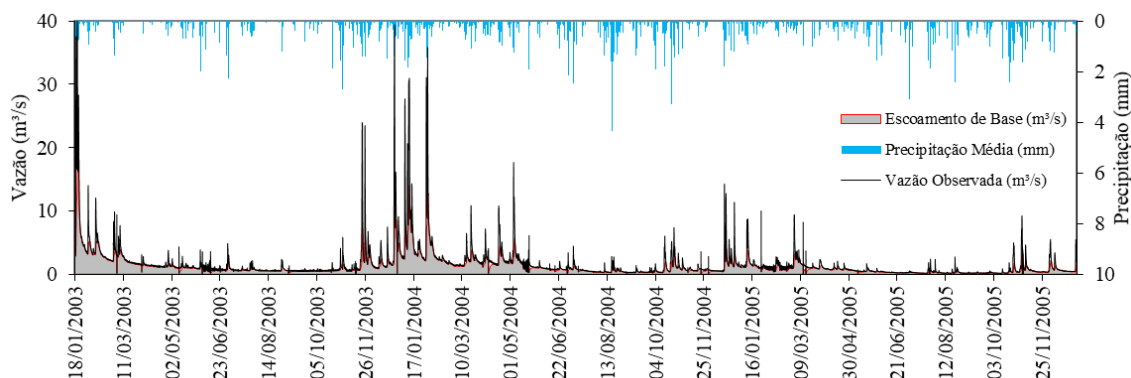


Figura 18 – Estimativa da vazão de base na bacia do Alto Medway utilizando o filtro de Eckhardt (2005). (Fonte: Adaptado de: Lima, 2021).

3.3 REAMOSTRAGEM DE DADOS ESPACIAIS

3.3.1 Resoluções trabalhadas

As resoluções utilizadas nesse estudo foram escolhidas com o objetivo de compreender o efeito do tamanho do pixel utilizado no modelo hidrológico desde a resolução mais fina até a resolução mais degradada possível capaz de representar os caminhos de fluxo de forma efetiva e disponível para o estudo a fim de aproximar a simulação do Hidropixel a um modelo concentrado. Para isso, foram utilizadas as seguintes resoluções espaciais: 10 (Lima, 2021), 30, 50, 90, 250, 500, e 1000 m.

3.3.2 Processo de Reamostragem do MDE

Foi utilizado o MDE de 10m para criação dos MDEs com as resoluções mais degradadas utilizados nesse estudo a partir do método de reamostragem por interpolação bilinear.

Por se tratarem de dados qualitativos, os planos de informação referentes aos grupos hidrológicos dos solos e de uso e ocupação do solo da bacia foram reamostrados para cada resolução espacial degradada pela técnica do vizinho mais próximo.

A Tabela 4 apresenta um resumo das informações espaciais acerca dos MDEs utilizados nesse trabalho. Percebe-se que a quantidade de pontos de informação topográfica (pixels) diminui acentuadamente com a degradação da resolução espacial a ponto da quantidade de pixels do MDE da resolução de 1000m ser equivalente a somente 0.01% da

quantidade da resolução mais fina disponível. Na resolução espacial de 30 m, a redução da quantidade de pixels já é de quase 90% em relação à resolução de 10 m.

Tabela 4 – Informações espaciais dos MDE utilizados.

Resolução espacial	10m	30m	50m	90m	250m	500m	1000m
Número de linhas no MDE	2.722	900	544	300	108	54	27
Número de colunas no MDE	1.701	540	328	180	66	33	16
Quantidade de pixels da bacia	2527422	280691	101127	31261	4022	981	235
Redução da quant. de pixels (%) relativamente à resolução de 10 m	-	88.89	96.00	98.76	99.84	99.96	99.99

3.4 PROCESSAMENTO BÁSICO DO MDE

3.4.1 Redes de drenagem e Delimitação e Bacias

Foi realizado um pré-processamento de *stream burning* nos MDEs oriundos da reamostragem. Tal processo foi feito com o uso de um vetor do rio principal da bacia digitalizado manualmente e que foi reamostrado para as resoluções utilizadas. Esse processo teve por objetivo melhorar a representação dos padrões locais de drenagem no resultado do processamento do MDE nas etapas seguintes, ao se utilizar de uma rede minuciosamente traçada como referência (LINDSAY, 2016).

Após o pré-processamento pelo *stream burning*, os MDEs foram processados para obter as direções de fluxo utilizando o algoritmo *Priority First Search* (PFS), descrito por Sedgewick (1992). Em seguida, fez-se o cálculo do plano de informação que contém as áreas de drenagem acumuladas por cada pixel.

A rede de drenagem de referência da Bacia do Alto *Medway* teve os pontos de início de fluxo (cabeceiras dos rios) determinados a partir da observação de imagens de satélite. Esse procedimento teve por objetivo eliminar a necessidade de determinação de uma área mínima única para a rede, além de procurar compatibilizar os pontos de início de rede gerados pelo processamento do MDE dentre as redes obtidas nas diferentes resoluções espaciais.

A fim de que as redes fossem posteriormente compatibilizadas, foram escolhidos valores muito pequenos de área mínima de drenagem para cada MDE com o intuito de que as redes se tornassem mais densas e que os pontos de cabeceira fossem dispostos a montante do início da rede de drenagem de referência. Com isso, as redes de drenagem

produzidas foram ajustadas pela eliminação dos trechos de rio excedentes a fim de que apresentassem início compatível com a rede de referência (Figura 19).

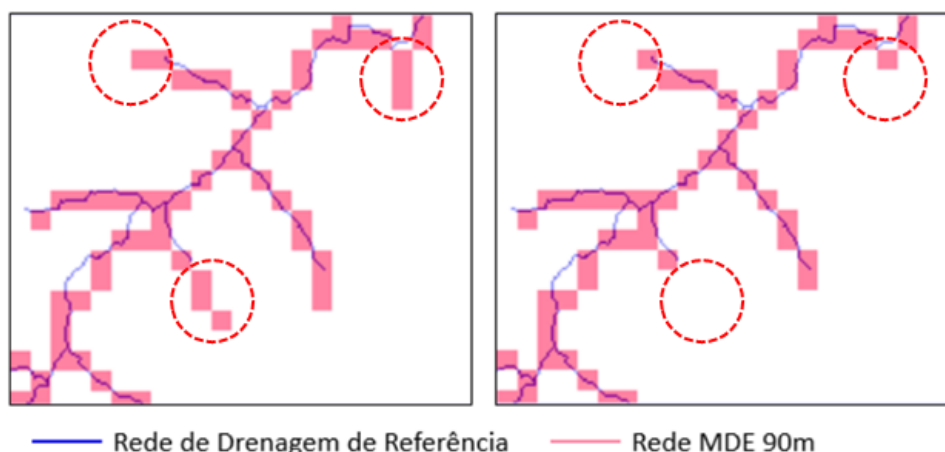


Figura 19 – Compatibilização do início das redes de drenagem em diferentes resoluções.

3.4.2 Delimitação de bacia

A delimitação das bacias hidrográficas foi realizada através do processamento específico de cada MDE reamostrado proposto para o estudo.

A metodologia utilizada consiste em identificar um pixel exutório para a bacia que esteja contido dentro da área da bacia de referência e que apresente o maior valor de fluxo acumulado.

Com o uso da técnica de *stream burning* a partir da rede vetorial digitalizada disponível, procurou-se compatibilizar o exutório da bacia dentre as diferentes resoluções utilizadas a fim de que esses tivessem a menor distância possível em relação ao exutório da resolução de referência e, consequentemente, minimizando esse fator como elemento de erro dentre as delimitações das bacias.

Todos os pixels presentes no MDE que estejam conectados a partir de algum caminho de fluxo com o pixel exutório são identificados, isto é, são identificados todos os pixels que contribuem com escoamento ao pixel exutório.

A partir desses planos de informações com as delimitações das bacias, foram conduzidas análises mediante comparação das áreas delimitadas, erros relativos, etc.

3.5 TEMPOS DE VIAGEM DO ESCOAMENTO

Os planos de informação dos tempos de viagem do escoamento foram calculados através de uma rotina computacional, desenvolvida pelo grupo de pesquisa ao qual esta pesquisa se insere, utilizando informações topográficas, hidrológicas e outros parâmetros

inerentes ao estudo. A rotina utiliza das equações e métodos para o cálculo de escoamento descritos na seção 2.2.2 desse trabalho. A Figura 20 apresenta um panorama das informações de entrada necessárias à execução da rotina.

Os dados hidráulicos sobre as seções da rede de drenagem do rio (raio hidráulico, coeficiente de *Manning* etc) foram transpostos para as demais resoluções a partir da resolução de referência. Os demais planos de informação foram processados segundo a metodologia descrita na seção anterior.

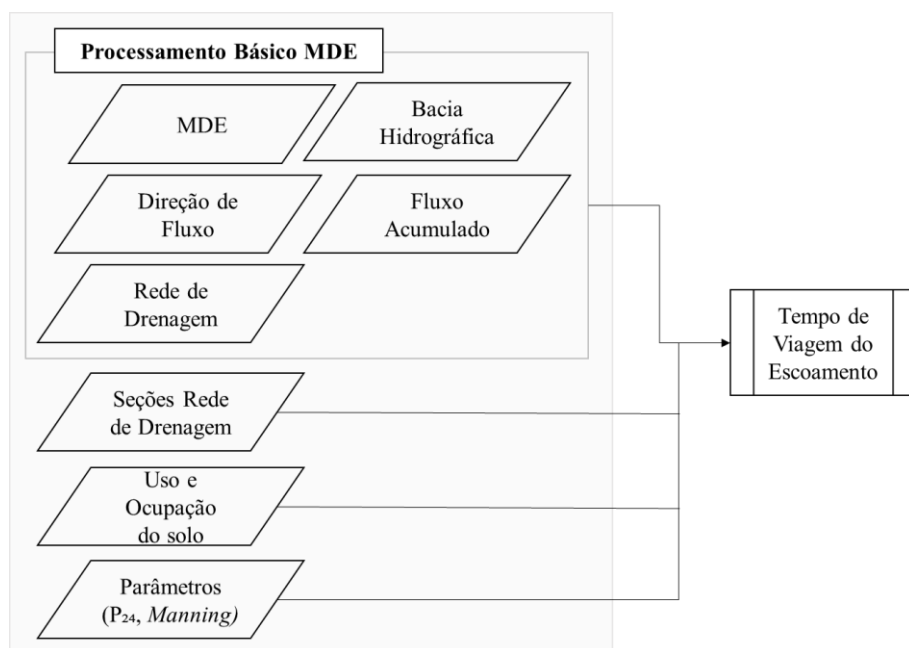


Figura 20 – Entradas para confecção do plano de informação de tempo de viagem do escoamento.

3.6 PARÂMETRO CN

Os mapas de CN foram confeccionados de acordo com a metodologia descrita em NRCS (2004) que utiliza as informações dos grupos hidrológicos dos solos e de uso e ocupação da bacia para atribuição de um valor de CN. O valor de CN geralmente adotado nas aplicações corresponde à condição de umidade média apresentada pelo método (AMC II).

Contudo, o método foi desenvolvido utilizando um valor de coeficiente de abstração para o cálculo de precipitação excedente de 20% ($\lambda = 0.2$). Diante disso, e dado que o processo de modelagem desse trabalho adota um coeficiente de abstração de 5% ($\lambda = 0.05$), foi necessário que os mapas resultantes fossem ajustados. O processo de ajuste foi realizado a partir da Equação (33), apresentada por Hawkins *et al.* (2009).

$$CN_{0.05} = \frac{100}{\left\{ 1.879 \left[\left(\frac{100}{CN_{0.20}} \right) - 1 \right]^{1.15} + 1 \right\}} \quad (33)$$

O parâmetro CN apresenta uma variabilidade considerável, onde a AMC II representa um valor médio a ser adotado, mas o valor de CN pode variar entre a faixa de valores delimitada pelas condições de umidade com o solo seco (AMC I) e com o solo úmido (AMC III). As condições de umidade AMC I e AMC III podem ser calculadas algebricamente a partir da AMC II utilizando as Equações 34 e 35 (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

$$CN(I) = \frac{4.2 \cdot CN(II)}{10 - 0.058 \cdot CN(II)} \quad (34)$$

$$CN(III) = \frac{23 \cdot CN(II)}{10 + 0.13 \cdot CN(II)} \quad (35)$$

Diante desse contexto, no estudo anterior na bacia do Alto Medway, Lima (2021) estabeleceu faixas de valores possíveis de CN que abrangem as condições de umidade apresentadas pelo NRCS (2004) a fim de determinar a melhor faixa de valores a ser aplicada tendo em vista um menor erro na estimação da chuva excedente. Para isso, o intervalo que abrange as condições de umidades foi dividido em 12 intervalos iguais. Dessa forma, admitiu-se que o parâmetro CN pode assumir 13 valores diferentes dentro dessa faixa de valores (Figura 21). A definição do número de intervalos foi feita de forma arbitrária pelo autor.

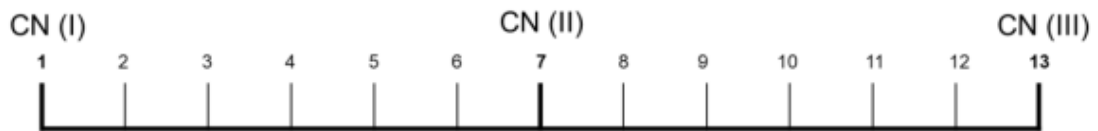


Figura 21– Esquematização das faixas de valores que o parâmetro CN pode assumir.

A Figura 22 apresenta um panorama do processo de obtenção das faixas de valores de CN a partir dos dados de tipo de solos e de uso e ocupação do solo.

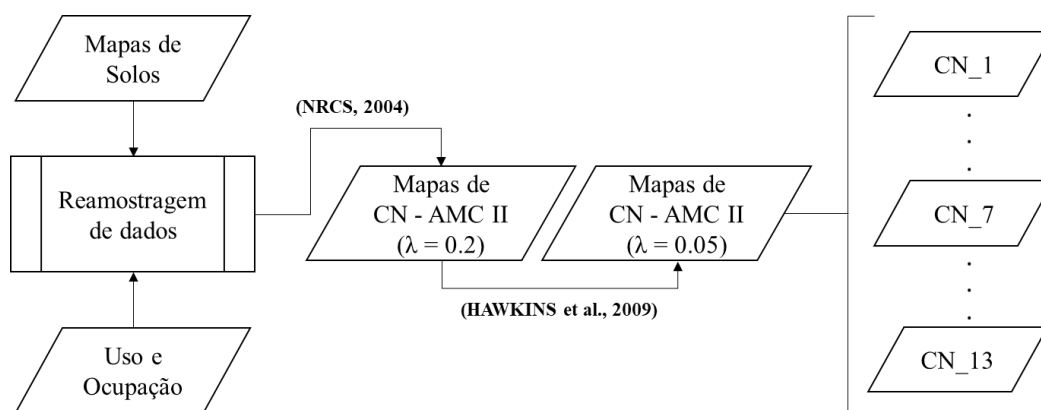


Figura 22 – Processamento de dados para obtenção dos mapas de CN.

A Tabela 5 apresenta os valores resultantes de CN após a aplicação da metodologia descrita. A faixa de CN 7, que corresponde à AMC II, foi determinada a partir das tabelas do NRCS (2004) e ajustada para um valor de coeficiente de abstração (λ) de 0.05. Os valores de AMC I e AMC III foram determinados a partir das Equações 34 e 35. Os valores que são apresentados nas faixas intermediárias foram encontrados a partir de interpolação linear.

Tabela 5 – Apresentação numérica das faixas de valores de CN.

AMC I ($\lambda = 0.05$)						AMC II ($\lambda = 0.05$)						(AMC III) $\lambda = 0.05$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
7.8	9.3	10.8	12.3	13.7	15.2	16.7	19.2	21.7	24.2	26.6	29.1	31.6	
17.6	20.3	23.0	25.6	28.3	31.0	33.7	37.1	40.4	43.8	47.2	50.5	53.9	
29.2	32.6	36.0	39.4	42.8	46.1	49.5	52.8	56.1	59.4	62.7	66.0	69.3	
41.2	44.8	48.3	51.9	55.4	59.0	62.6	65.4	68.2	70.9	73.7	76.5	79.3	
44.2	47.7	51.2	54.7	58.3	61.8	65.3	68.0	70.6	73.3	75.9	78.6	81.2	
47.3	50.8	54.2	57.7	61.2	64.6	68.1	70.6	73.1	75.6	78.1	80.6	83.1	
52.4	55.7	59.1	62.4	65.7	69.1	72.4	74.6	76.8	79.1	81.3	83.5	85.8	
58.1	61.2	64.3	67.4	70.5	73.6	76.7	78.7	80.6	82.5	84.5	86.4	88.3	
60.1	63.1	66.1	69.1	72.1	75.2	78.2	80.0	81.8	83.7	85.5	87.3	89.2	
66.5	69.2	71.9	74.6	77.2	79.9	82.6	84.1	85.6	87.1	88.6	90.1	91.6	
78.8	80.6	82.4	84.3	86.1	88.0	89.8	90.7	91.7	92.6	93.5	94.4	95.3	
81.4	83.0	84.7	86.3	88.0	89.6	91.2	92.0	92.8	93.6	94.4	95.2	96.0	
86.9	88.0	89.2	90.4	91.6	92.8	94.0	94.6	95.1	95.7	96.2	96.8	97.3	
95.2	95.6	96.1	96.5	97.0	97.4	97.9	98.1	98.3	98.5	98.7	98.9	99.1	

O processo de ajuste e determinação da faixa de CN a ser usada em cada evento se deu a partir da comparação entre a precipitação efetiva observada no evento e a precipitação efetiva obtida através da modelagem do evento utilizando a faixa em análise. Define-se como a faixa a ser utilizada aquela que apresenta o menor erro absoluto (ΔP_{exc}) entre a chuva excedente calculada ($P_{exc.cal}$) e a chuva excedente observada ($P_{exc.obs}$) para o evento (Equação 36).

$$\Delta P_{exc} = |P_{exc.cal} - P_{exc.obs}| \quad (36)$$

A chuva excedente observada ($P_{exc.obs}$) para cada evento foi estimada determinando o volume total escoado a partir do cálculo da área sob a curva do hidrograma de escoamento superficial relacionado. A precipitação efetiva sobre a bacia dado um evento é igual ao volume total superficial escoado dividido pela área da bacia (Equação 37).

$$P_{exc} = \frac{Vol_{tot}}{A_{tot}} \quad (37)$$

A chuva excedente calculada ($P_{exc.cal}$) foi estimada a partir do cálculo do volume total escoado em cada pixel e terminado pela Equação 38.

$$Vol_i = P_{exc.cal} \cdot A_i \quad (38)$$

Onde i se refere ao pixel avaliado, $P_{exc.cal}$ é a chuva excedente total acumulada calculada para o pixel e A é a área do pixel.

O volume total (Vol_{tot}) de escoamento superficial gerado pelo evento é o somatório do volume gerado em cada pixel (Equação 39). Por fim, utiliza-se a Equação 37 para cálculo da precipitação efetiva calculada.

$$Vol_{tot} = \sum_{i=1}^{Np} Vol_i \quad (39)$$

Onde i se refere ao pixel em questão e Np é o número total de pixels da bacia.

A Tabela 6 apresenta os eventos simulados e seus respectivos valores de faixas de CN que foram utilizados e que resultaram da aplicação da metodologia descrita.

Tabela 6 – Faixas de valores de CN utilizadas nas simulações (Fonte: Adaptado de Lima, 2021).

Evento	Faixa de Valores CN	Evento	Faixa de Valores CN	Evento	Faixa de Valores CN
E1	7	E6	13	E11	12
E2	6	E7	8	E12	11
E3	12	E8	10	E13	10
E4	11	E9	10	E14	11
E5	12	E10	6	E15	12

3.7 CHUVA ESPACIAL

A estimativa da precipitação em um determinado pixel foi realizada com base no método da interpolação ponderada pelo quadrado da distância. Nesse método, considera-se que a chuva em um pixel pode ser calculada como uma média ponderada das chuvas registradas em pluviômetros da região. A ponderação é feita de forma que os postos pluviométricos mais próximos tenham um peso maior no cálculo da média (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

Considere o posto pluviométrico representado por um ponto azul (P_j) na Figura 23. A estimativa da precipitação para o pixel cujo centro está identificado para o pixel P_{m_i} na Figura 23 é realizada com base no cálculo da distância entre o posto pluviométrico (localizado em x_j, y_j) e o centro do pixel (localizado em x_i, y_i) (Equação 40).

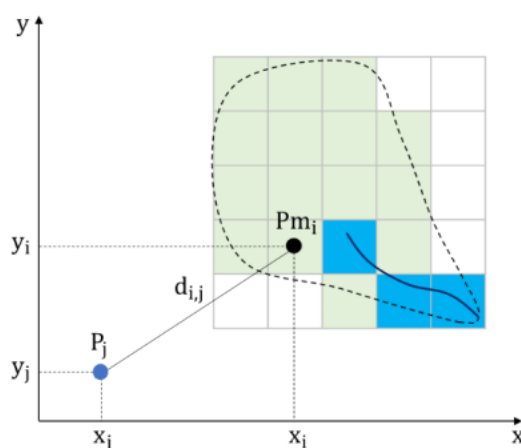


Figura 23 – Estimativa da chuva em um pixel com base no Método de interpolação ponderada pela distância (Fonte: Lima, 2021).

$$d_{i,j} = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2} \quad (40)$$

Onde $d_{i,j}$ é a distância entre o centro do pixel e o posto pluviométrico, x_j e y_j são as coordenadas do pluviômetro e x_i e y_i são as coordenadas do centro do pixel. Com mais de um posto pluviométrico, a precipitação média num pixel i pode ser calculada pela Equação (41).

$$Pm_i = \frac{\sum_{j=1}^{NP} \frac{P_j}{(d_{i,j})^b}}{\sum_{j=1}^{NP} \frac{1}{(d_{i,j})^b}} \quad (41)$$

Onde N_p é o número de postos pluviométricos com dados disponíveis; P_j é a chuva observada no posto j ; e b é um expoente. Neste trabalho, o valor do expoente b é 2 e neste caso o método de interpolação é conhecido como método da interpolação ponderada pelo inverso da distância ao quadrado.

Com a utilização dessa metodologia e dos planos de informação referentes à disposição dos postos pluviométricos, bem como os registros pluviométricos dos eventos, foram confeccionados os arquivos referentes aos eventos simulados. A Figura 24 apresenta o fluxograma de etapas para esse processo.

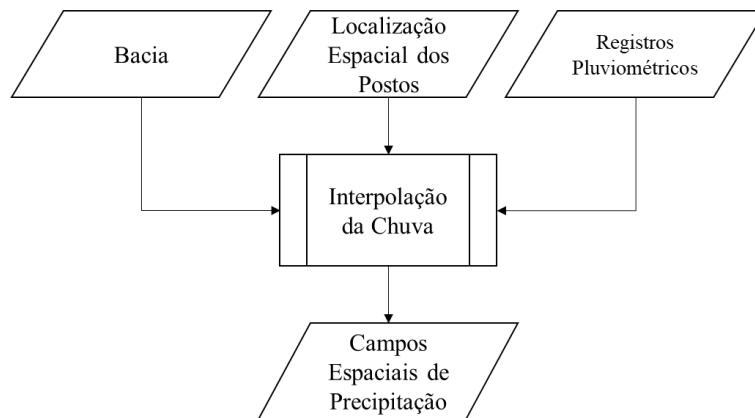


Figura 24 – Processamento de dados para obtenção das eventos de precipitação espacializados.

3.8 PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO

O parâmetro β está relacionado ao coeficiente de armazenamento (K_i) do reservatório linear proposto pelo método e está descrito na seção 2.2.5. Esse é um parâmetro constante

para todos os pixels e pode ser determinado a partir dos dados observados de precipitação e vazão. Lima (2021) realizou a calibração individual desse parâmetro para os eventos simulados. A Figura 25 apresenta os valores desse parâmetro para os eventos.

Dado o objetivo desse trabalho, as simulações realizadas para as resoluções alvo utilizaram tais parâmetros calibrados para cada evento.

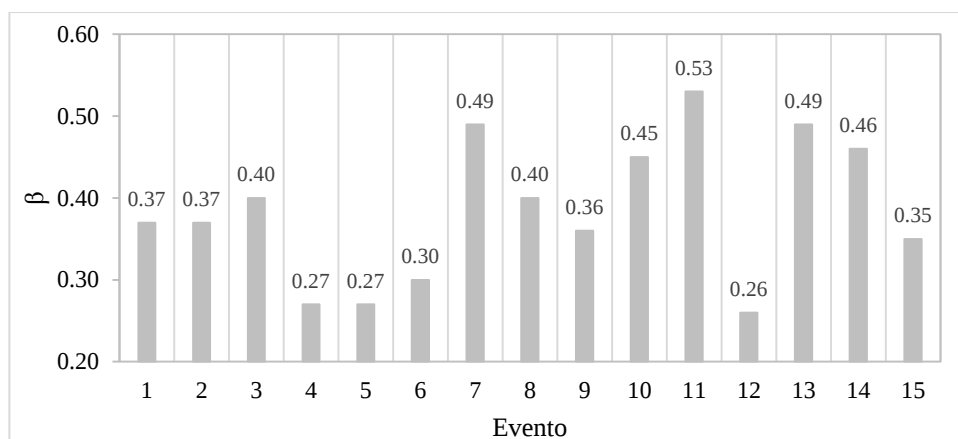


Figura 25 – Valores do parâmetro β utilizados nos eventos. Fonte: Adaptado de Lima (2021).

3.8.1 Resolução de Referência

Diversas simulações do Hidropixel – DLR foram realizadas por Lima (2021) com planos de informação utilizados com 10m de resolução. Essa resolução é adotada como resolução de referência para esse estudo. O autor simulou um total de 15 eventos de precipitação ocorridos nos anos de 2003 a 2005, onde propôs calibrações para o modelo tendo em vista a observação dos parâmetros de CN da bacia e condições de umidade antecedentes aos eventos, além da calibração do parâmetro β referente ao reservatório.

3.8.2 Resoluções Degradadas

Em cenários onde o efeito da resolução espacial sobre a modelagem precisa ser evidenciado, tem-se utilizado abordagens que realizam calibrações com finas resoluções a fim de que tais parâmetros sejam adotados como referência para outras execuções do modelo, possivelmente com dados com resolução degradada (Fan *et al.*, 2021; Rocha *et al.*, 2020). Esse procedimento de não reajuste de parâmetros ao degradar a resolução espacial do modelo foi também utilizado por Veeck *et al.* (2020) e Dixon e Earls (2009).

Tendo em vista que os parâmetros relativos à calibragem do modelo foram determinados por Lima (2021), os mesmos foram utilizados nesse estudo para avaliar o efeito da resolução espacial na modelagem hidrológica. Com isso, para a simulação dos

eventos, foram utilizadas as faixas de valores referentes ao CN por evento apontadas pelo autor, bem como o parâmetro β .

3.9 ANÁLISE DO EFEITO DA RESOLUÇÃO ESPACIAL

3.9.1 Efeito sobre a caracterização topográfica

Os MDEs das resoluções alvo desse estudo foram avaliados a fim de quantificar o impacto da degradação do pixel em alguns parâmetros topográficos, como a declividade e a amplitude altimétrica da bacia. Foram confeccionadas curvas hipsométricas e de declividades para cada delimitação de bacia hidrográfica utilizando o MDE correspondente.

Também foram avaliados perfis transversais posicionados a 1/3 e a 2/3 do comprimento do principal curso d'água, além de perfis longitudinais do rio principal.

3.9.2 Efeito sobre produtos derivados do MDE

As redes de drenagem foram avaliadas mediante a determinação e comparação de parâmetros já consolidados na literatura, como sinuosidade do rio principal, Sin , (Equação 42), comprimento do rio principal e declividade média do rio principal, S (Equação 43). O comprimento da drenagem principal foi comparado relativamente entre as resoluções alvo do estudo a fim de avaliar a influência do tamanho do pixel na contabilização do comprimento do rio.

Tabela 7 – Equações para caracterização da Rede de Drenagem (Fonte: Villela; Mattos, 1975; Collischonn; Dorneles, 2015).

$Sin = \frac{L}{L_t}$	(42)	L é o comprimento total do rio principal, em m; Lt é o comprimento em linha reta desde a cabeceira até o exutório.
$S = \frac{z_{100} - z_0}{L}$	(43)	z100 é altitude do início da rede de drenagem, em m; z0 é altitude do exutório da bacia, em m.

Outro produto derivado do MDE caracterizado e analisado é o plano de informação referente aos tempos de viagem para cada pixel, que é obtido via rotina computacional. Foram realizadas análises dos histogramas oriundos desses dados para cada resolução do estudo.

Por fim foram analisadas as delimitações das bacias obtidas para cada resolução espacial. Essas áreas foram levantadas e comparadas relativamente, tendo por referência a delimitação obtida através da resolução mais fina.

Além da comparação relativa, foi aplicada uma metodologia já largamente utilizada, que pode ser observada no estudo realizado por Sousa e Paz (2017), e que busca avaliar os níveis de concordância e erros na delimitação das bacias através do processo de sobreposição das delimitações a serem comparadas e contabilização das áreas propostas pelo método. A Figura 26 apresenta um exemplo da aplicação da metodologia.

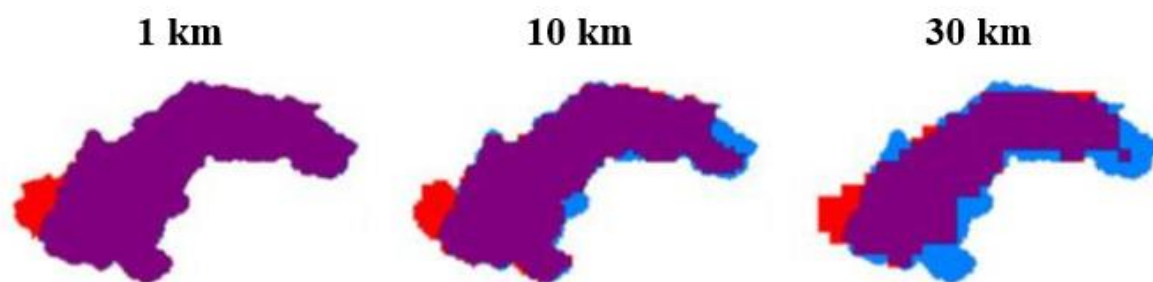


Figura 26 – Comparação de delimitações de bacias com diferentes resoluções. A cor roxa é atribuída às áreas em concordância, a cor vermelha às áreas omitidas e a cor azul aos erros de comissão. (Fonte: Adaptado de Sousa e Paz, 2017).

Em cada cenário, a delimitação de referência, resultante do processamento do MDE de 10m, é sobreposta à delimitação obtida através de uma das resoluções alvo desse estudo. A comparação entre a resolução de referência e as resoluções alvo permite a identificação de áreas em concordância entre as delimitações, bem como os erros do processo. São erros inerentes ao processo de delimitação de bacias: erros de omissão, que são áreas que fazem parte da delimitação mais fina, mas não são incluídas na delimitação utilizando a resolução mais grosseira; e erros de comissão, que são áreas que não fazem parte da delimitação mais fina, mas que são incluídas na delimitação utilizando a resolução mais grosseira.

3.9.3 Efeito sobre a simulação chuva-vazão

As simulações hidrológicas utilizando diferentes resoluções espaciais foram submetidas a análises a fim de avaliar a variação relativa de características próprias do evento, como a vazão de pico, tempo de pico e volume total escoado. Essas características inerentes aos hidrogramas de escoamento superficial são fundamentais e justificam uma profunda análise tendo em vista que são utilizadas nos mais variados estudos hidrológicos. Como exemplos, pode-se citar a utilização da vazão de pico para o dimensionamento da capacidade de escoamento de sistemas pluviais urbanos; o uso do tempo de pico para concepção de sistemas de previsão e alerta de cheias e o volume escoado para dimensionamento de reservatórios para amortecimento de cheias.

Também são realizadas comparações visualmente entre os hidrogramas a fim de identificar tendências de atenuação da vazão de pico e antecipação dos tempos de pico.

As variações relativas são utilizadas a fim de compreender a resposta do modelo em resoluções mais degradadas tendo em vista a resolução de referência, e não os dados observados, que foram utilizados para aplicação de outras métricas. Com isso, foram observadas as variações de parâmetros como volume gerado no escoamento, vazão de pico e tempo de pico, dada a mudança da resolução espacial. Equações semelhantes à Equação 44 foram utilizadas para cálculos da variação de parâmetros entre as resoluções do estudo.

$$\%Q_{pico} = \frac{Q_{picoR250} - Q_{picoREF}}{Q_{picoREF}} \cdot 100 \quad (44)$$

Onde $Q_{picoR250}$ é a vazão de pico do hidrograma resultante da simulação de um evento utilizando resolução espacial de 250m; $Q_{picoREF}$ é a vazão do hidrograma para o mesmo evento utilizando a resolução de 10m, que é a resolução referência no estudo.

Além disso, foram aplicadas métricas de performance, também denominadas de função objetivo, já consolidadas na literatura, como coeficiente de Nash–Sutcliffe e *Percent Bias*, tendo em vista a comparação das vazões calculadas pelo modelo com as vazões observadas. MORIASI *et al.* (2007) propuseram avaliar qualitativamente os resultados obtidos com a utilização das funções objetivo ao atribuir níveis de performance a intervalos pertencentes a essas métricas, os quais estão apresentados na Tabela 8.

Tabela 8 – Níveis de performance das funções objetivo utilizadas

Nível de Performance do Modelo	NSE	Pbias%
Muito bom	$0.75 < NSE \leq 1.00$	$Pbias < \pm 10$
Bom	$0.65 < NSE \leq 0.75$	$\pm 10 \leq Pbias < \pm 15$
Satisfatório	$0.50 < NSE \leq 0.65$	$\pm 15 \leq Pbias < \pm 25$
Insatisfatório	$NSE \leq 0.50$	$Pbias > \pm 25$

Fonte: Adaptado de MORIASI *et al.* (2007)

O coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) é um indicador estatístico desenvolvido para avaliar a capacidade preditiva de um modelo hidrológico em relação aos dados observados no sistema real (NASH; SUTCLIFFE, 1970). O NSE (Equação 45) é calculado para mensurar o quão bem os dados simulados pelo modelo representam os dados observados em relação a um cenário de previsão utilizando a média dos dados observados como resultado da simulação (REDDY; REDDY, 2015).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - O_{med})^2} \quad (45)$$

Em que O_i e S_i representam os valores dos dados observados e simulados, respectivamente, n é o número total de valores pareados e O_{med} é a média dos valores observados.

O coeficiente NSE varia entre $-\infty$ e 1.0, com $NSE = 1$ sendo o valor ótimo. Há dois intervalos relativos à essa métrica que devem ser observados: valores de NSE compreendidos no intervalo entre 0.0 e 1.0 são considerados aceitáveis para a modelagem, enquanto valores inferiores a 0.0 indicam que a utilização da média dos valores observados apresenta um melhor nível de predição do que os valores simulados, o que representa uma performance inaceitável pelo modelo (MORIASI *et al.*, 2007).

O *Percent Bias* (Pbias) mensura a tendência média dos dados simulados em superestimar ou subestimar os dados observados. O valor desejável ou ótimo dessa métrica é 0.0, o que indica que pequenos valores representam modelos que obtiveram boa acurácia nas simulações. Valores positivos do Pbias indicam que os dados simulados pelo modelo apresentaram uma tendência de superestimação em relação aos dados observados. Em contrapartida, valores negativos indicam uma tendência de subestimação dos dados simulados em relação aos dados observados (REDDY; REDDY, 2015). O Pbias é dado pela Equação 46.

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i) \cdot 100}{\sum_{i=1}^n (O_i)} \quad (46)$$

3.9.3.1 Calibração do parâmetro β para resolução específica

Lima (2021) realizou calibrações que compreenderam faixas de valores de CN e parâmetros β para a resolução de 10m. Nesse trabalho, todavia, foi realizada uma calibração simples do parâmetro β para alguns eventos trabalhados. O objetivo foi observar o comportamento das resoluções mais grosseiras do estudo com o processo de calibração. A calibração pelo parâmetro β teve por intenção minimizar o erro entre a vazão de pico simulada e a vazão de pico observada, como expõe a Equação 47.

$$\Delta Q = |Q_{p.obs} - Q_{p.calc}| \quad (47)$$

Onde $Q_{p.obs}$ é a vazão de pico do hidrograma observado do respectivo evento simulado; $Q_{p.calc}$ é a vazão de pico do hidrograma calculado com a calibração; ΔQ é a diferença simples entre os parâmetros, que foi minimizada ao máximo.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 ASPECTOS TOPOGRÁFICOS

A Figura 27 apresenta a curva hipsométrica referente a cada MDE utilizado nesse trabalho. Essa curva tem por objetivo mostrar a distribuição das elevações dentro dos limites das bacias hidrográficas determinadas a partir de cada MDE.

Ainda que técnicas de reamostragem tenham sido aplicadas, percebe-se que as resoluções mais degradadas, como a de 250 e 500m, apresentam curvas hipsométricas semelhantes às resoluções mais finas, como por exemplo: à 20% de área acumulada (eixo x), todas as curvas apontam para uma elevação de cerca de 147.25m, com exceção da curva do MDE de 1000m, que registra uma elevação de cerca de 137.75m.

O MDE reamostrado para a resolução de 1000m (curva em tom de rosa claro) apresenta uma redução na amplitude da distribuição de elevações, no qual os pixels de maior elevação foram atenuados pelo processo de reamostragem. Especificamente a resolução de 1000m apresentou uma atenuação significativa nos valores de sua distribuição de elevações, isto é, os valores máximos de elevações registrados em outras resoluções foram atenuados na resolução de 1000m, indicando que o MDE tem seus parâmetros de declividade também atenuados. Tal cenário tem influência no processo de análise dos tempos de viagem dos pixels da bacia e, conseqüentemente, no processo de modelagem hidrológica.

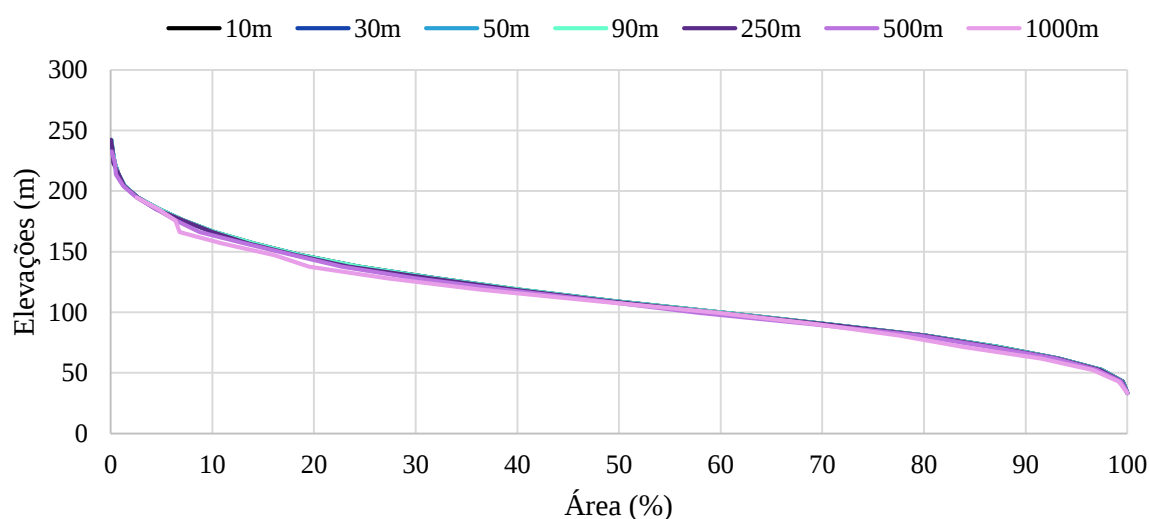


Figura 27 – Curvas hipsométricas das bacias delimitadas pelos MDEs utilizados.

Ainda com o objetivo de explicitar as mudanças dos MDEs devido ao processo de reamostragem, foram traçados perfis topográficos transversais (Figura 28) nos pontos que representam 1/3 (Perfil 1) e 2/3 (Perfil 2) do comprimento do rio principal da bacia a partir do exutório. Cada perfil topográfico tem extensão de cerca de 6 km e foi parametrizado de forma equivalente para as análises em diferentes resoluções espaciais.

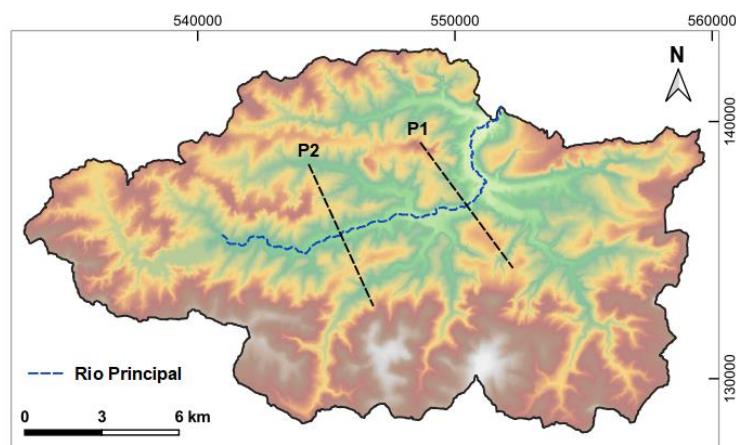


Figura 28 – Localização dos perfis transversais na bacia.

As Figuras 29 e 30 apresentam os resultados desse processamento. Na faixa de resolução compreendida desde a resolução de referência (10m) até a resolução alvo de 90m, percebe-se grande concordância entre os perfis dessas resoluções. Resoluções mais grosseiras utilizadas no estudo, de 250m a 1000m, possuem perfis topográficos que destoam consideravelmente das resoluções mais finas, aumentando a distorção progressivamente com o tamanho do pixel.

É importante salientar que o aumento do tamanho do pixel indica que aquele atributo de elevação é representado por uma maior área na superfície da bacia. Com isso, para a resolução de 1000m, por exemplo, um mesmo atributo de elevação é representado em uma área de 1 km², numericamente igual à área do pixel. Em contrapartida, para a resolução de 10m, a área que confere um mesmo atributo de elevação é de 0.0001 km².

Portanto, para uma área de 1km² da bacia analisada, que possui 250 km², a resolução mais degradada utilizada no estudo apresenta um único ponto (pixel) com atributo de elevação, enquanto a resolução mais fina utilizada apresenta 10000 pontos (pixels) com atributos de elevação.

Diante dessa perda de representação topográfica com a degradação da resolução espacial, os perfis topográficos são bastante afetados, especialmente em resoluções mais grosseiras, onde um mesmo atributo de elevação é registrado por uma grande área.

Os perfis topográficos extraídos a partir de resoluções mais finas possuem maior nível de informação topográfica devido a um maior número de pixels, acarretando um aspecto de curva ao perfil topográfico extraído.

Por outro lado, os perfis extraídos a partir de resoluções mais grosseiras possuem menos pixels e, conseqüentemente, menor nível de informação topográfica, acarretando na representação do perfil com diversos patamares onde o atributo de elevação permanece constante por uma significativa distância.

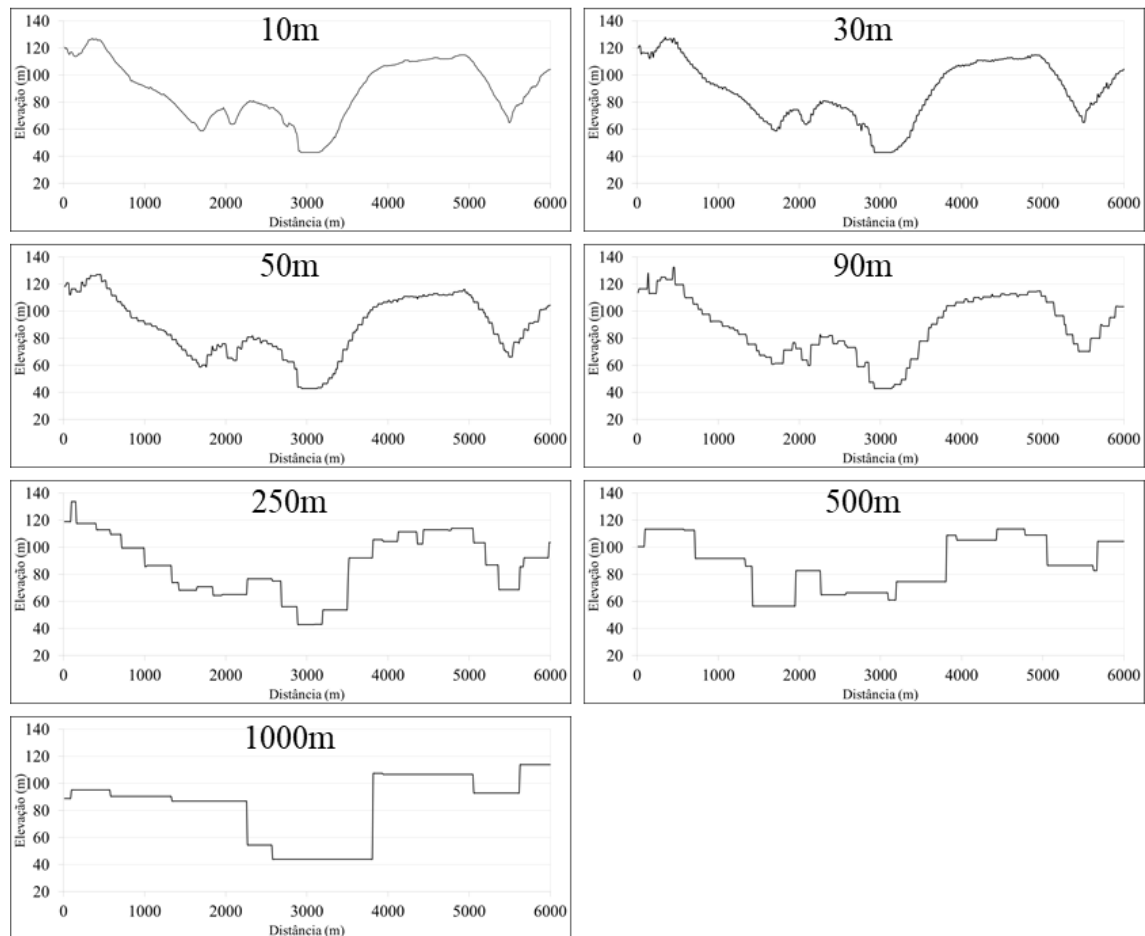


Figura 29 – Perfil Topográfico 1

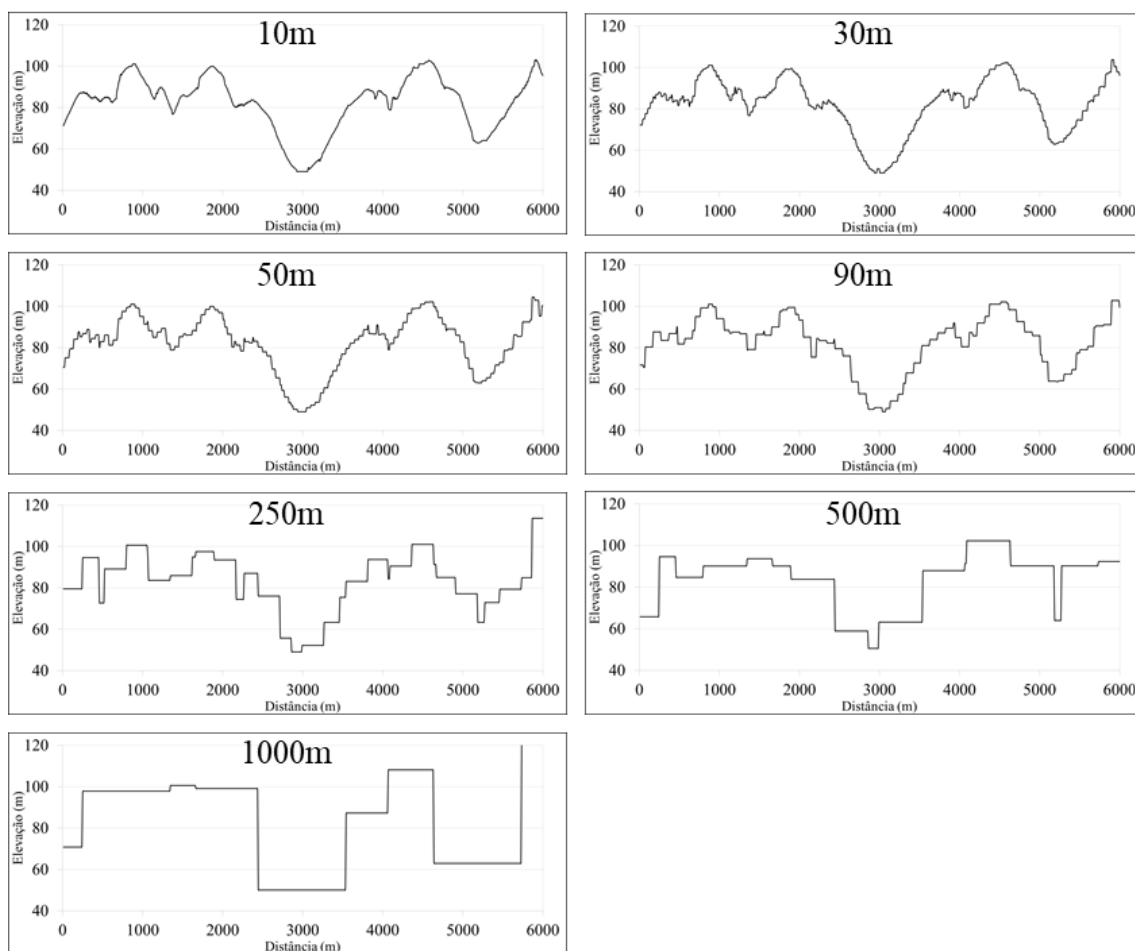


Figura 30 – Perfil Topográfico 2

4.2 PRODUTOS PROCESSADOS DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

4.2.1 Redes de Drenagem

A Tabela 9 apresenta dados relativos à rede de drenagem obtida a partir de cada MDE. Percebe-se que há uma relação direta e inversa entre o tamanho do pixel do MDE e o comprimento total do rio: quanto maior o tamanho do pixel, menor o comprimento total do rio. Isso ocorre devido à presença de traçados sinuosos e meandros de pequena curvatura na representação da drenagem do rio principal. Com o uso de resoluções mais degradadas e de pixels maiores, perde-se a qualidade na representação desses trechos e geralmente são reproduzidos apenas os meandros de maior curvatura e o aspecto geral da drenagem.

Essas deformações na representação de meandros de menor curvatura e limitações na representação da complexidade das redes de drenagem que ocorrem ao se utilizar pixels com maiores dimensões conduzem à subestimativa (encurtamento) no comprimento do rio

principal e da rede de drenagem em geral (PAZ; COLLISCHONN, 2008; VEECK *et al.*, 2020; YANG *et al.*, 2014).

Em relação à resolução de referência, a rede de drenagem obtida utilizando o MDE de 1000m apresentou uma redução no comprimento total do rio de cerca de 25%. Em relação à declividade média do rio principal, tal parâmetro apresentou uma tendência de crescimento à medida que a resolução espacial do MDE foi degradada.

A utilização de pixels do início de rede e do exutório pode ter contribuído para essa divergência nas declividades do rio principal: ainda que as altitudes dos pixels do MDE de forma geral tenham sido atenuadas pelo processo de reamostragem, os pixels que denotam início e fim da rede podem não ter sido alterados na mesma proporção. Além disso, a redução no comprimento da rede de drenagem proporciona um aumento da declividade média do rio.

Collischonn e Dornelles (2015) afirmam que a estimativa da declividade média do rio calculada a partir da Equação 43 pode conter erros, sendo recomendado para o cálculo desse parâmetro a utilização de pontos localizados um pouco a jusante do início da rede de drenagem (z_{85}) na parte alta da bacia e um pouco a montante do exutório (z_{10}), além de um comprimento reduzido em 25% ($0.75L$).

Tabela 9 – Características do rio principal em diferentes resoluções espaciais

MDE	Comprimento do Rio Principal (km)	Variação do Comprimento (%)	Declividade Média (m/km)	Declividade Média (m/km) (Collischonn; Dornelles, 2015)	Sinuosidade
10m	20.73	-	3.20	1.29	15.40
30m	18.28	-11.82%	3.27	1.46	15.05
50m	16.91	-18.43%	3.27	1.62	15.05
90m	16.45	-20.65%	3.37	1.62	14.75
250m	15.68	-24.36%	3.46	1.71	13.80
500m	14.45	-30.29%	4.21	1.73	13.48
1000m	15.49	-25.28%	3.24	1.92	13.44

O parâmetro de sinuosidade apresentou tendência de redução à medida que o pixel de representação da rede de drenagem aumenta. Com isso, observou-se redes progressivamente menos sinuosas com o aumento da resolução espacial do MDE. Esse padrão também é observado na literatura, apontando para uma incapacidade de resoluções mais grosseiras representarem meandros das redes de drenagem de forma apropriada (VEECK *et al.*, 2020).

4.2.2 Delimitação de Bacias

A partir das metodologias descritas no tópico 3.4, as bacias hidrográficas foram delimitadas e avaliadas para as resoluções espaciais utilizadas no estudo. A Tabela 10 apresenta a contabilização das áreas de delimitação obtidas através do processamento dos MDEs, onde a resolução de 10m é utilizada como referência. Os resultados corroboram os apontamentos descritos por Tan *et al.* (2015), que indicam que não há uma correlação direta entre a área superficial de uma bacia e a resolução espacial do MDE utilizado para delimitação, isto é, com o aumento do tamanho do pixel, a área da bacia delimitada pode aumentar ou diminuir. Tal resultado pode ser observado na Tabela 8, onde a maior área de delimitação foi obtida utilizando a resolução de 50m, enquanto a menor área foi obtida utilizando a resolução de 1000m.

Ao analisar tais resultados, pode-se perceber que o uso de MDEs com resolução espacial de até 90m acarretou erros relativos inferiores a 0.2%. Após esse limiar, os erros relativos aumentaram, alcançando um erro relativo de -7.02% para a delimitação ao se utilizar o MDE com resolução espacial de 1000m.

É notável também a existência de uma tendência das resoluções mais grosseiras apresentarem progressivas reduções na área delimitada para a bacia hidrográfica. Esses erros de delimitação podem influenciar estudos hidrológicos pois reduzem a área de captação de água da bacia, o que contribui para subestimativa das vazões ou maior compensação de valores de parâmetros.

Tabela 10 – Características das bacias obtidas pelo processamento de cada MDE

Resolução Espacial do MDE	Área (km²)	Dif. Relativa (km²)	Dif. Relativa (%)
10m	252.742	-	-
30m	252.622	-0.120	-0.05%
50m	252.818	0.075	0.03%
90m	253.214	0.472	0.19%
250m	251.375	-1.367	-0.54%
500m	245.250	-7.492	-2.96%
1000m	235.000	-17.742	-7.02%

As delimitações utilizadas no estudo foram submetidas à metodologia para análise dos níveis de concordância e erros em relação à delimitação de referência obtida com a utilização do MDE de 10m de resolução espacial. A Figura 31 apresenta os níveis de concordância e erros, em porcentagem, obtidos através da aplicação da metodologia supracitada.

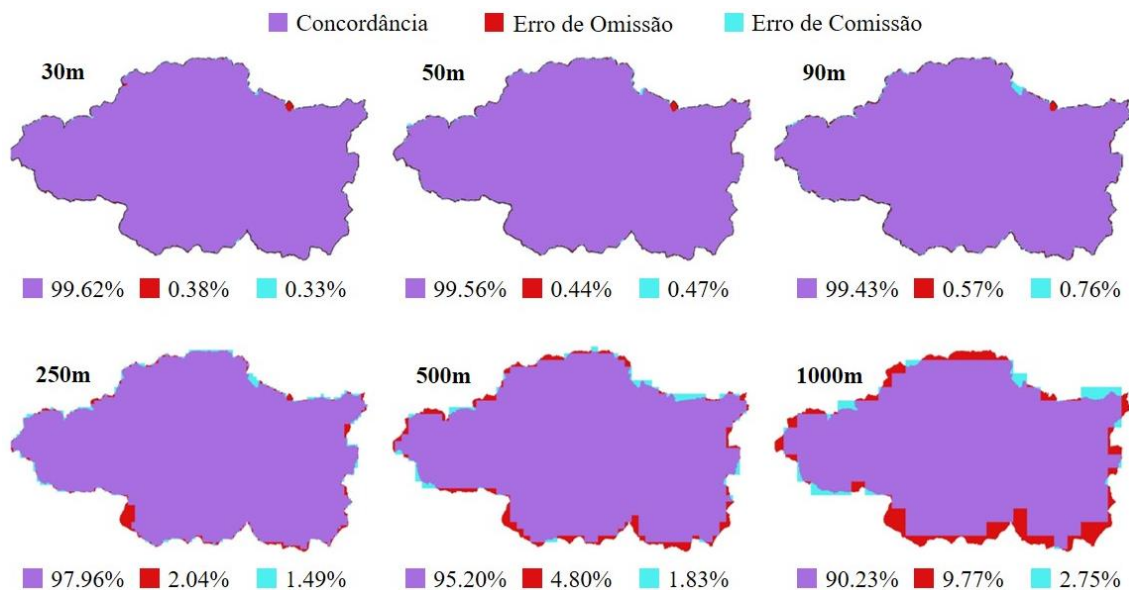


Figura 31 – Comparação das delimitações das bacias obtidas com a utilização dos MDEs degradados em relação à delimitação de referência.

Percebe-se pela Figura 31 que os níveis de concordância progressivamente diminuem à medida que a resolução utilizada na delimitação torna-se mais grosseira. Para as resoluções mais finas utilizadas, os níveis de concordância permanecem acima de 99%, enquanto as demais resoluções apresentaram índices menores, especialmente a de 1000m, que apresentou nível de concordância de cerca de 90%.

Por outro lado, os erros de omissão e comissão de áreas do processo de delimitação progressivamente aumentam à medida que o tamanho do pixel utilizado aumenta. O erro de omissão apresentou valores percentuais mais acentuados, registrando cerca de 10% para a resolução mais degradada, enquanto o erro de comissão para essa mesma resolução foi inferior a 3%. O aumento dos erros está diretamente ligado à diminuição da área delimitada com o aumento do pixel, onde essas áreas reduzidas se mostram mais propensas a serem contabilizadas como regiões omitidas pelo processo de delimitação.

4.3 MODELAGEM HIDROLÓGICA

4.3.1 Tempos de viagem da bacia

A variabilidade espacial dos tempos de viagem da bacia do Alto *Medway* foi apresentada por Lima (2021) ao analisar a bacia a partir de uma discretização espacial com resolução espacial de 10m.

Após o processo de reamostragem dos dados para as resoluções analisadas nesse trabalho, a metodologia para o cálculo de tempo foi aplicada para tais resoluções. A Figura 32 apresenta a distribuição espacial dos tempos de viagem registrados para as resoluções de 10, 30, 50, 90, 250, 500 e 1000m, que estão ordenadamente representadas pelas letras (a) à (g).

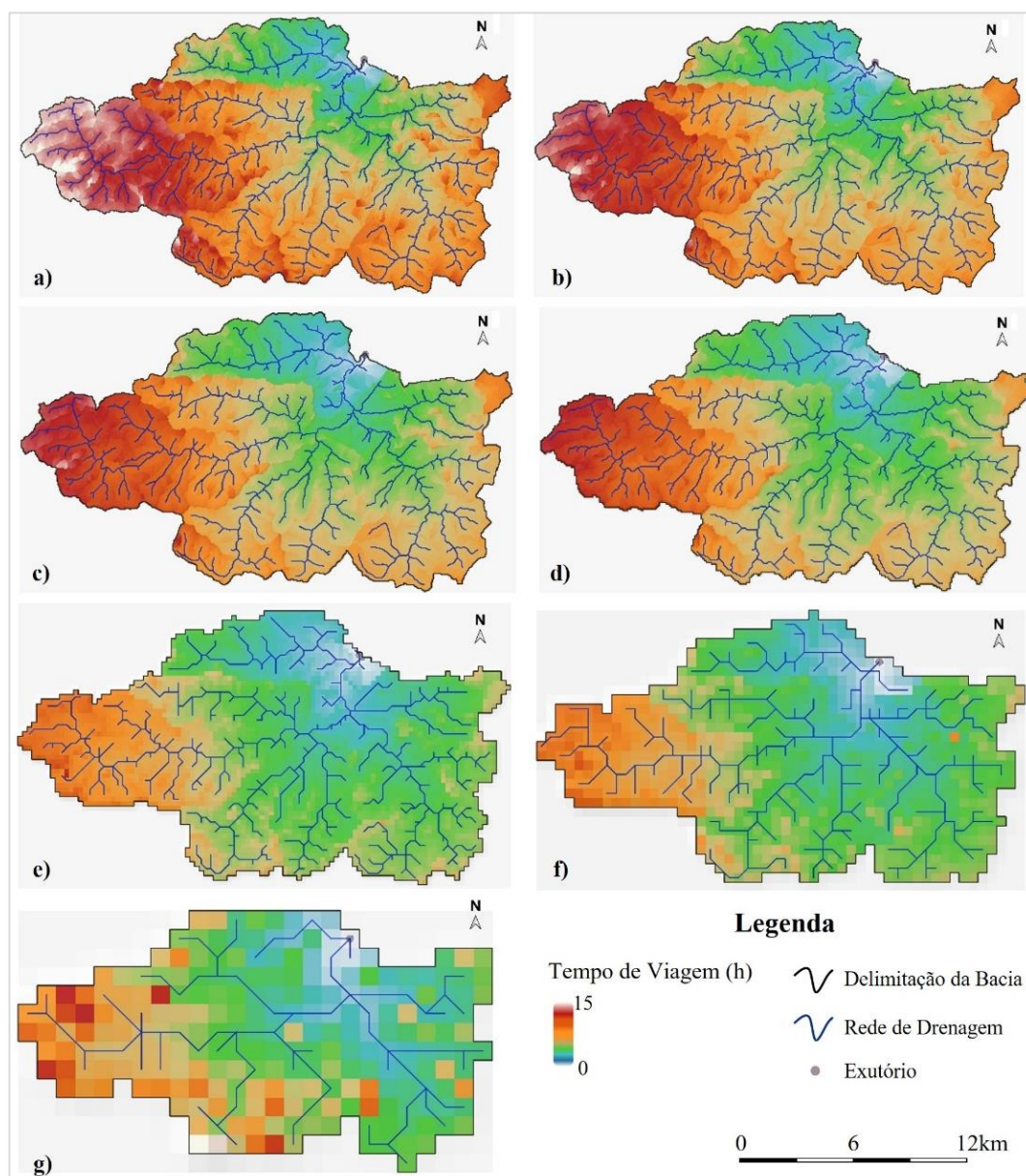


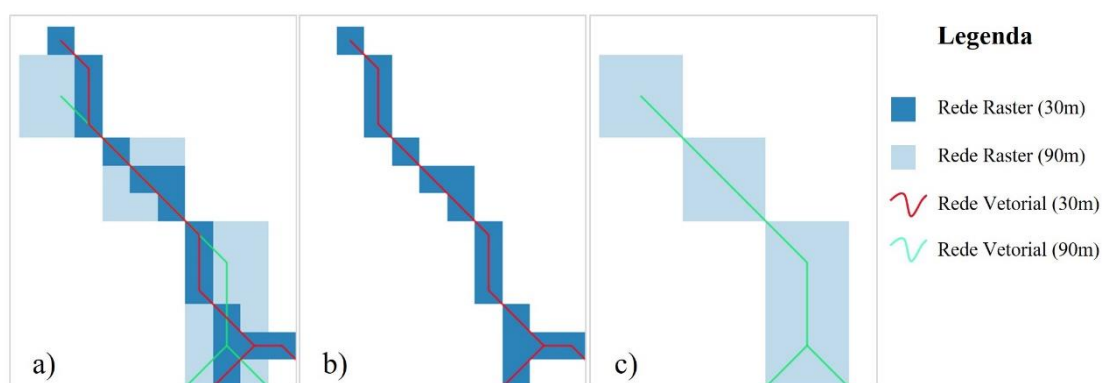
Figura 32 – Tempos de viagem do escoamento superficial até o exutório calculados nas resoluções alvo do estudo. a) 10m; b) 30m; c) 50m; d) 90m; e) 250m; f) 500m; g) 1000m;

Ao se analisar a distribuição espacial dos tempos de viagem, percebe-se que, à medida que a resolução espacial utilizada é degradada, os tempos de viagem registrados diminuem. Tal cenário ocorre devido aos pontos abordados na seção 4.2.1, onde foi apresentado que a utilização de pixels com maiores dimensões promove deformações nas

representações de curvas das redes de drenagem, além da simplificação dessas, conduzindo a um encurtamento dos caminhos de fluxo e consequentemente tornando a bacia gradualmente mais rápida para o escoamento superficial.

No processo de vetorização das redes de drenagem a partir de um arquivo raster, o Sistema de Informações Geográficas (SIG) faz a conectividade a partir dos centroides dos pixels das redes. Com isso, trechos equivalentes da rede de drenagem podem apresentar comprimento divergentes quando observados sob diferentes resoluções espaciais.

A Figura 33a apresenta um recorte sobreposto de um trecho de drenagem representado por camadas raster e vetoriais com resoluções espaciais de 30 e 90m. A resolução espacial de 30m consegue representar meandros inerentes ao trecho da rede (Figura 33b), diferentemente da resolução de 90m (Figura 33c). Com isso, o trecho representado na resolução de 90m tem um comprimento reduzido.



A Figura 34 apresenta os histogramas dos tempos de viagem registrados para cada resolução. As resoluções mais finas apresentam uma distribuição mais semelhante à resolução original de 10m, mas ainda apresentam a mesma tendência de redução observada para as resoluções mais degradadas.

Observa-se que grandes porções de áreas da bacia em resoluções mais grosseiras apresentaram redução no tempo de viagem. A discretização utilizando pixels de 250m, por exemplo, apresenta cerca de 79.2% da bacia (cerca de 198 km²) com tempo de viagem inferior a 5 horas. Por outro, para a resolução de 10m, esse tempo de viagem equivale apenas 26.37% da bacia (cerca de 67 km²).

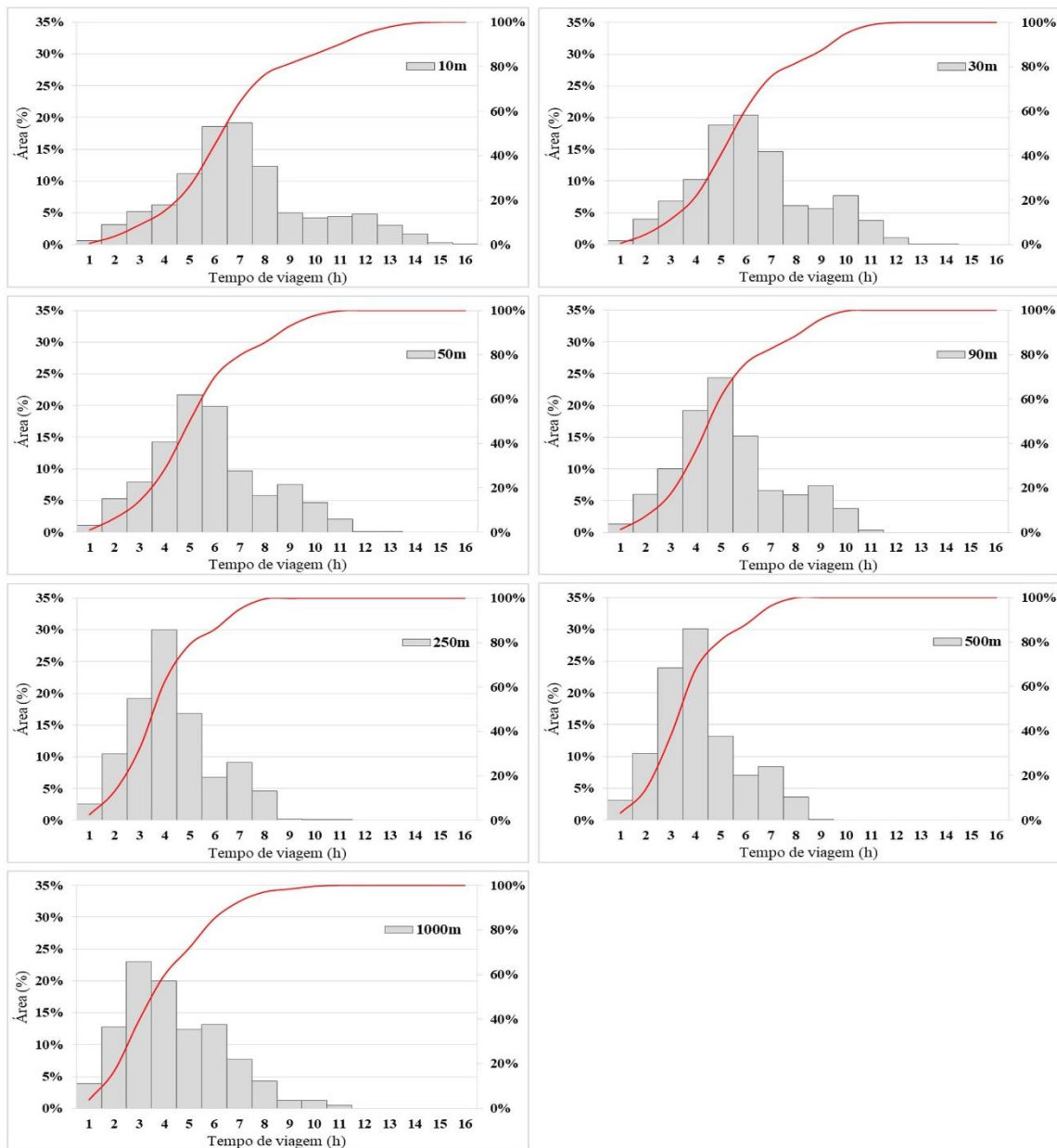


Figura 34 – Histograma Tempo-Área para as resoluções alvo.

A Tabela 11 apresenta valores médios de tempos de viagem calculados para a bacia utilizando as resoluções trabalhadas. O índice Tv_{80} apresentado indica que 80% dos valores de tempo de viagem sobre a bacia são inferiores ou iguais ao valor indicado na tabela. Por exemplo, para a resolução de 500m, 80% dos pixels sobre a bacia apresentam valores inferiores a 5.14h, enquanto para a resolução de 10m, pixels com tempos de viagem de até 8.8h compõem esse percentual.

Para ambos os índices, observa-se uma diminuição dos tempos de viagem à medida que a resolução espacial utilizada diminui, além de apresentarem valores percentuais semelhantes dessa redução. Para as resoluções mais finas, observa-se um gradiente de

redução bem definido, enquanto as resoluções mais grosseiras apresentaram valores que podem indicar uma tendência relativamente uniforme de cerca de 40% de redução.

O surgimento desses valores uniformes pode ser elucidado a partir da metodologia utilizada para o cálculo dos tempos de viagem, em especial os planos de informações referentes aos parâmetros hidráulicos das redes de drenagem para essas resoluções.

Esses planos de informações foram confeccionados para as resoluções utilizando uma metodologia de ponderação dessas informações hidráulicas da rede como indicado na seção 3.1.1. Diante da aplicação dessa metodologia, e observando os resultados obtidos, considera-se que essa metodologia possa ter produzido planos de informação semelhantes do ponto de vista hidráulico, mesmo que discretizados em resoluções diferentes.

Tabela 11 - Tempos de viagem médios (T_{vmed}) calculados para as resoluções.

Resolução Espacial MDE (m)	T_{vmed} (h)	Dif. Relativa T_{vmed} (h)	Dif. Relativa T_{vmed} (h)	T_{v80} (h)	Dif. Relativa T_{v80} (h)	Dif. Relativa T_{v80} (%)
10	6.60	-	-	8.80	-	-
30	5.72	-0.88	-13.33%	7.67	-1.13	-12.84%
50	5.23	-1.37	-20.76%	7.00	-0.67	-20.45%
90	4.84	-1.76	-26.67%	6.57	-0.43	-25.34%
250	3.80	-2.80	-42.42%	5.14	-1.43	-41.59%
500	3.63	-2.97	-45.00%	4.92	-0.22	-44.09%
1000	3.93	-2.67	-40.45%	5.61	0.69	-36.25%

4.3.2 CN Médio da Bacia

A Figura 35 apresenta a distribuição espacial do parâmetro CN ao longo da área da bacia. Observa-se que, ainda com a reamostragem para resoluções grosseiras, o aspecto da distribuição do parâmetro CN persiste.

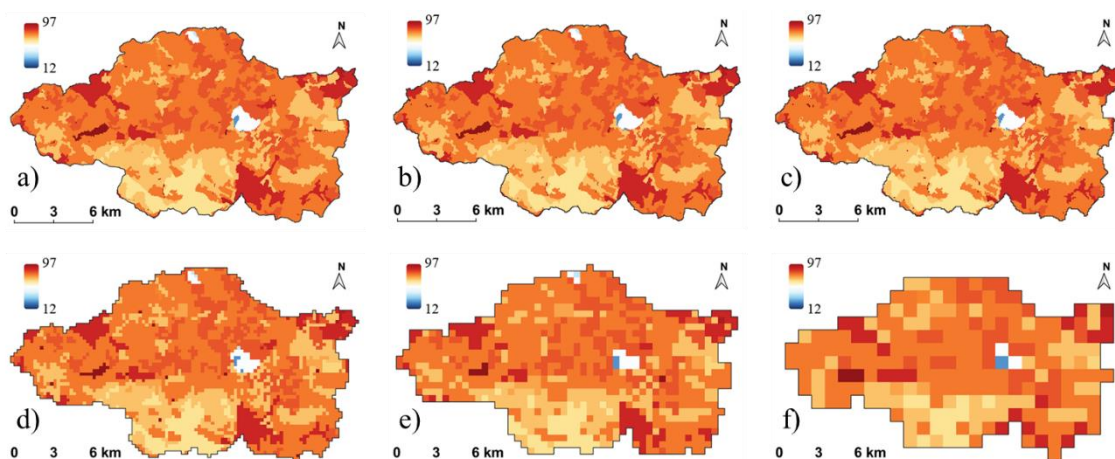


Figura 35 – Distribuição Espacial CN II – Bacia Alto Medway. a) 10m; b) 30m; c) 50m; d) 90m; e) 250m; f) 500m; g) 1000m;

A Tabela 12 apresenta os valores de CN médios calculados para as resoluções utilizadas nesse estudo. A faixa de valores utilizada para o cálculo foi a faixa 7, correspondente à condição de umidade II do solo. Percebe-se que o CN médio correspondente à bacia apresenta variação desprezível com o aumento do tamanho do pixel.

Tabela 12 – CN médio calculado para a bacia do Alto Medway

CN Médio	Resolução Espacial					
	30m	50m	90m	250m	500m	1000m
	76.44	76.45	76.45	76.48	76.41	76.34

O CN é um parâmetro fundamental para o modelo, inclusive utilizado como parâmetro de calibração, sendo o Hidropixel bastante sensível à variação dos valores de CN pela própria formulação SCS-CN do modelo. Contudo, o parâmetro CN essencialmente não apresentou variação sensível com a mudança de resolução espacial. A relativa pouca variação do total de área da bacia dentre as resoluções e também relativas poucas variações de representação de uso e ocupação causadas pelos erros de omissão e comissão da delimitação da bacia não foram suficientes para impactar o CN médio da bacia.

4.3.3 Chuva Espacial

A Tabela 13 apresenta as precipitações efetivas calculadas para um dos eventos utilizados nesse estudo. A precipitação efetiva está diretamente ligada ao processo de iteração entre os mapas de CN e a precipitação ocorrida na bacia. Percebe-se que a

precipitação efetiva, tal qual o CN médio, apresentou pequena variação diante da mudança da resolução espacial.

Tabela 13 – Precipitação efetiva média calculada dos eventos

Precipitação Efetiva (mm)						
Evento 5	30m	50m	90m	250m	500m	1000m
	1.21	1.21	1.21	1.21	1.20	1.23

A Figura 36 apresenta a distribuição espacial da precipitação efetiva oriunda do evento 5 sobre a bacia em diferentes resoluções espaciais. Assim como os valores médios, pode-se enxergar uma uniformidade também na distribuição espacial desse atributo sobre a bacia mesmo diante da mudança de resolução espacial.

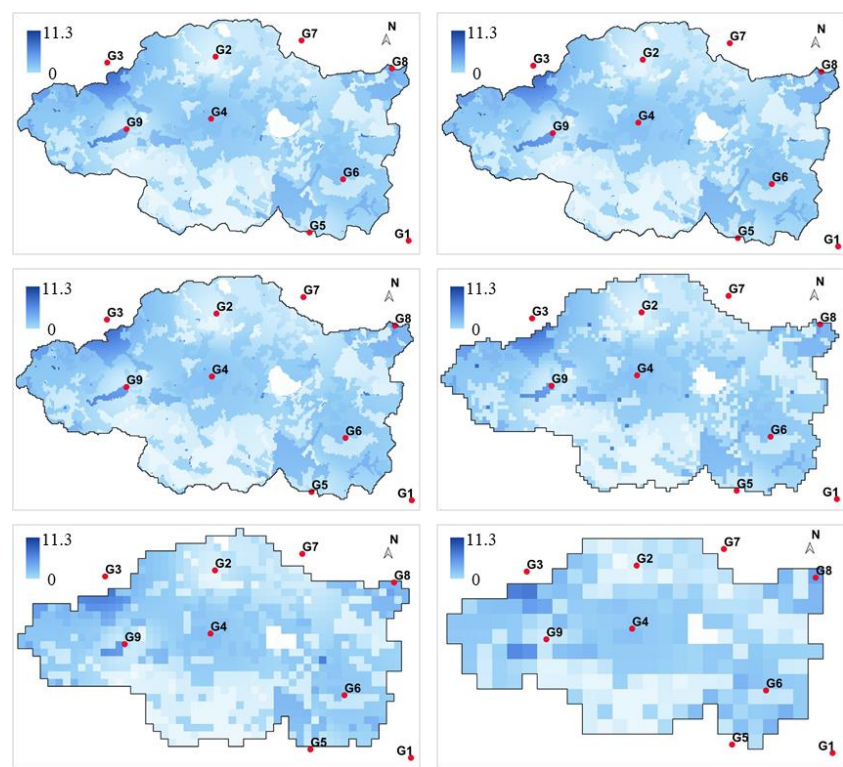


Figura 36 – Distribuição espacial da precipitação efetiva (mm) sobre a bacia para o Evento 5.

4.3.4 Hidrogramas gerados pelo Hidropixel – DLR

4.3.4.1 Aspectos Gerais

As Figuras 37 e 38 apresentam os hidrogramas observados e calculados em resposta aos eventos utilizando o Hidropixel DLR nas resoluções propostas. Os hidrogramas foram obtidos a partir dos planos de informações resultantes da aplicação metodológica descrita em 3.1.1 e utilizando os parâmetros de calibração (CN e β) indicados por Lima (2021).

Observando os hidrogramas resultantes do processo de modelagem, é possível perceber uma clara tendência de antecipação dos tempos de pico nos hidrogramas à medida que a resolução espacial é degradada. Lima (2021), ao investigar o desempenho de diversas modelagens com abordagens distribuídas utilizando a resolução de 10m, observou que o Hidropixel DLR especificamente possui essa tendência de antecipação dos tempos de pico dos hidrogramas.

Em todos os eventos, os hidrogramas simulados nas resoluções propostas apresentaram formato semelhante ao respectivo hidrograma do evento simulado para a resolução de referência (10m), contudo registrando valores de tempos de pico menores.

Os volumes escoados para um mesmo evento simulado em diferentes resoluções não sofreram grandes variações. Consequentemente, com os caminhos de fluxo encurtados e com o mesmo volume a ser escoado, aumentam-se as vazões registradas no hidrograma, especialmente as vazões de pico.

A fim de facilitar a percepção dos padrões reproduzidos pelos hidrogramas, optou-se por padronizá-los através de cores particulares para cada resolução trabalhada. A resolução mais fina, 10m, está representada na cor preta. O conjunto de resoluções mais finas (30,50 e 90m) estão em tons de azul, onde a resolução mais fina do conjunto possui a tonalidade mais forte e a resolução mais grosseira possui a tonalidade mais fraca. O mesmo padrão é repetido para o conjunto de resoluções grosseiras (250, 500 e 1000m) utilizando tons de roxo.

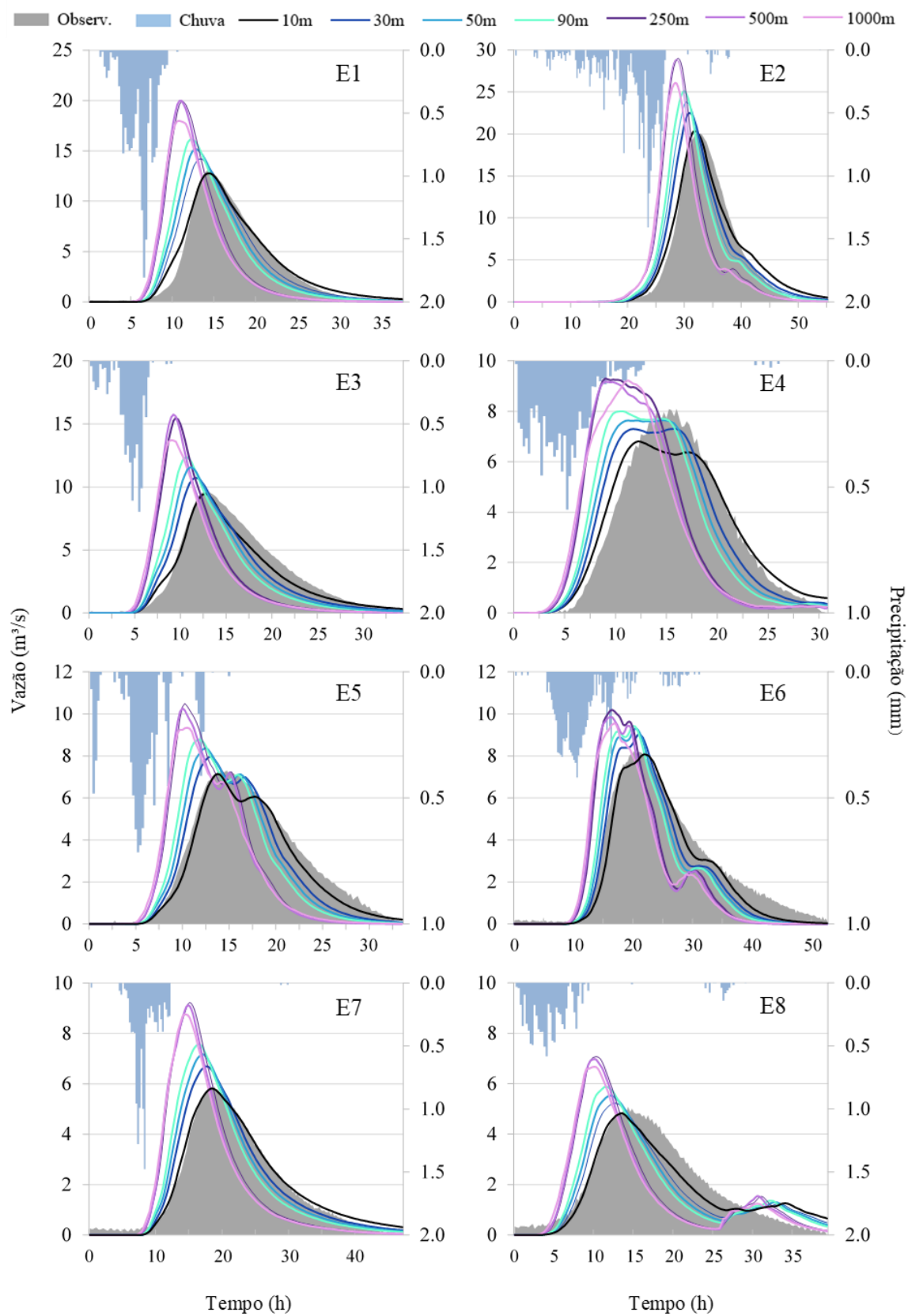


Figura 37 – Hidrogramas dos Eventos Simulados (1-8).

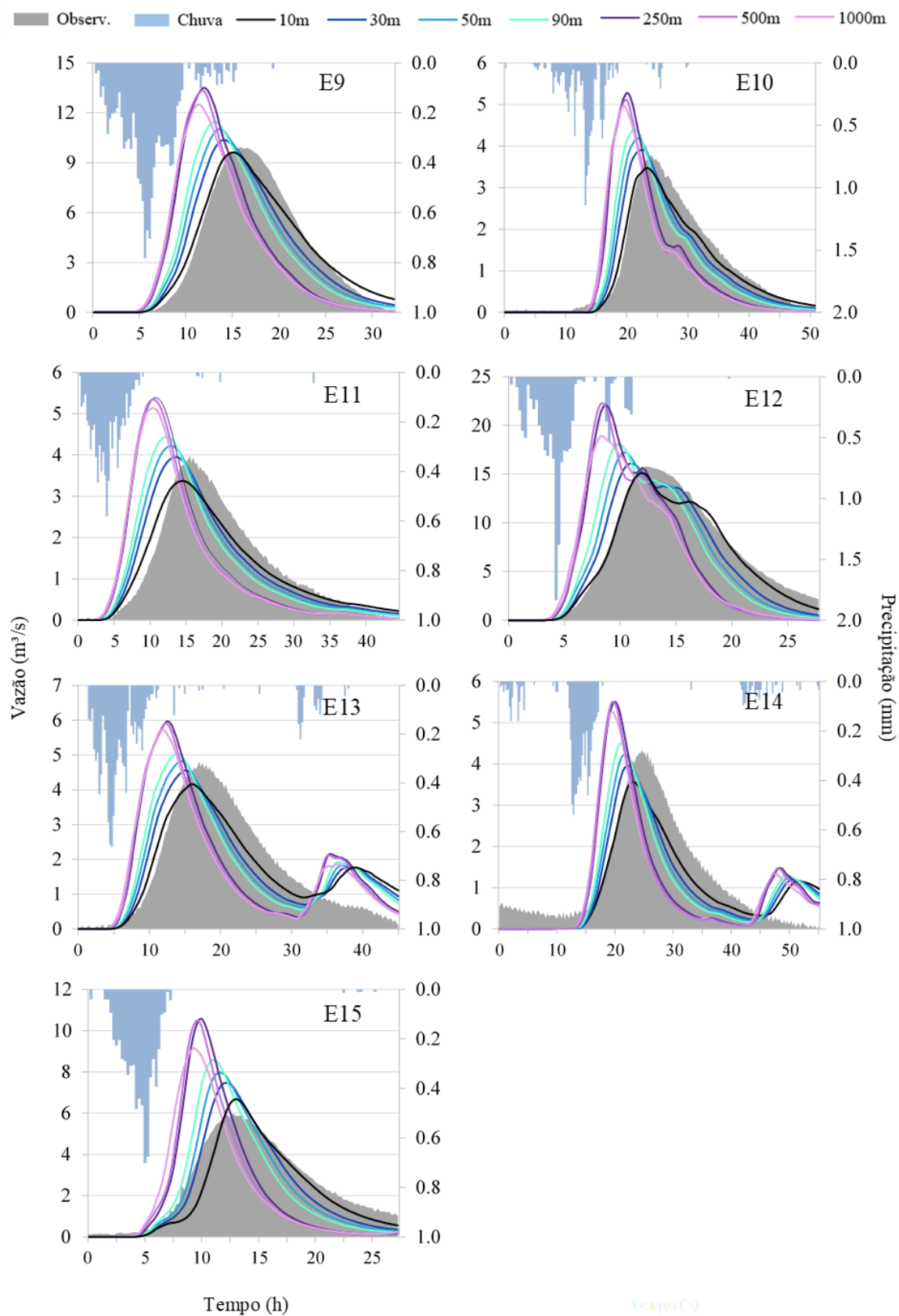


Figura 38 – Hidrogramas dos Eventos Simulados (9-15).

4.3.4.2 Análise dos resultados das métricas de desempenho

A Tabela 14 apresenta os valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) obtidos ao se avaliar os hidrogramas obtidos com a modelagem em relação aos dados observados dos eventos. Utilizando a resolução de 10m e uma calibração específica do parâmetro β para cada evento, Lima (2021) obteve valores médios de NSE de 0.93, indicando que o modelo teve um excelente desempenho sob essas condições.

Os resultados dispostos na Tabela 14 foram obtidos utilizando as resoluções apresentadas e os parâmetros de calibração específicos (CN e β) para cada evento simulado. Observando a tabela, percebe-se que os valores do coeficiente de desempenho sofrem redução com a degradação do pixel de trabalho do modelo. Esse cenário é o reflexo direto do distanciamento entre o hidrograma calculado em relação aos dados observados, como apresentado pelas Figuras 37 e 38. Com o aumento do tamanho do pixel, ocorreu uma antecipação dos tempos de pico dos hidrogramas, bem como uma superestimação das vazões de pico, resultando em uma piora acentuada dos valores de NSE. Particularmente os erros relacionados às vazões de pico reduzem substancialmente o NSE, uma vez que essa métrica é calculada a partir da soma dos quadrados das diferenças entre as vazões dos hidrogramas calculados e observados.

Ainda assim é possível afirmar que o modelo apresentou performance satisfatória para as resoluções de 30, 50 e 90m, que obtiveram valores de NSE médios de 0.85, 0.74 e 0.58, respectivamente. Em contrapartida, as resoluções de 250, 500 e 1000 apresentaram performances insatisfatórias, obtendo coeficientes NSE médios de -0.11, -0.20 e -0.15, respectivamente.

A Tabela 14 ainda apresenta um código de cores de classificação dos NSE segundo os critérios atribuídos por Moriasi *et al.* (2007) para avaliação qualitativa do desempenho do modelo. Com exceção dos eventos 11, 13 e 14, o desempenho do modelo foi tido como ‘*muito bom*’ ou ‘*bom*’ para as simulações utilizando as resoluções de 10, 30 e 50m. Em relação às resoluções mais grosseiras utilizadas pelo estudo, todos os eventos apresentaram valores de NSE que apontam que o modelo apresentou desempenho insatisfatório.

Para a resolução de 90m, observa-se a presença de todas as classificações de desempenho, mas a ocorrência predominantemente aponta que o modelo teve um desempenho satisfatório nessa resolução.

Tabela 14 – Coeficiente de Nash-Sutcliffe calculado para os eventos, com classificação segundo escala de desempenho proposta por Moriasi *et al.* (2007).

Evento	Resolução Espacial						
	10m (Lima, 2021)	30m	50m	90m	250m	500m	1000m
1	0.98	0.88	0.74	0.54	-0.35	-0.48	-0.37
2	0.98	0.89	0.79	0.65	0.09	0.01	0.10
3	0.96	0.86	0.71	0.51	-0.37	-0.53	-0.39
4	0.96	0.91	0.82	0.70	0.18	0.14	0.19
5	0.97	0.91	0.82	0.69	0.12	0.07	0.12
6	0.96	0.92	0.86	0.79	0.41	0.36	0.38
7	0.99	0.91	0.79	0.64	-0.11	-0.17	-0.15
8	0.89	0.78	0.67	0.51	-0.20	-0.27	-0.28
9	0.97	0.88	0.76	0.60	-0.09	-0.18	-0.12
10	0.97	0.87	0.75	0.61	-0.02	-0.08	-0.10
11	0.92	0.78	0.63	0.44	-0.37	-0.48	-0.42
12	0.97	0.89	0.76	0.59	-0.18	-0.29	-0.14
13	0.82	0.71	0.60	0.46	-0.16	-0.24	-0.22
14	0.79	0.71	0.61	0.49	-0.06	-0.13	-0.12
15	0.87	0.85	0.72	0.50	-0.60	-0.75	-0.72
NSE Médio	0.93	0.85	0.74	0.58	-0.11	-0.20	-0.15

Muito bom
 Bom
 Satisfatório
 Insatisfatório

Em relação ao PBIAS (Tabela 15), a apresentação de valores positivos dessa métrica indica subestimação dos valores calculados, enquanto valores negativos indicam superestimação dos valores calculados. Ao observar a tabela, valores positivos de PBIAS possuem maior frequência preponderante, reforçando a ideia de que o modelo possui naturalmente uma tendência de subestimação de vazões, como salientado por Lima (2021). Contudo, observa-se também valores negativos para alguns eventos. Em termos qualitativos, os valores de PBIAS apontam desempenho ‘*muito bom*’ ou ‘*bom*’ para uma grande parte dos eventos. Por outro lado, não foram registrados valores de PBIAS que indicam desempenho ‘*insatisfatório*’.

Tabela 15 – Valores de PBIAS calculados para os eventos, com classificação segundo escala de desempenho proposta por Moriasi *et al.* (2007).

Evento	Resolução Espacial						
	10m (Lima, 2021)	30m	50m	90m	250m	500m	1000m
1	-5.61	-6.10	-6.50	-6.58	-6.55	-2.77	-0.91
2	-6.95	-7.74	-8.00	-8.14	-7.50	-3.34	0.20
3	11.09	7.89	7.42	7.24	7.11	10.14	12.28
4	-1.16	-0.51	-1.05	-1.28	-1.21	2.40	4.31
5	12.30	9.22	9.05	8.98	9.50	12.47	13.90
6	15.41	14.36	14.14	14.16	14.97	17.63	19.22
7	-2.14	-3.33	-3.95	-4.25	-4.22	-0.19	1.18
8	9.79	10.09	9.30	8.52	8.10	11.01	12.10
9	-0.47	-0.17	-0.99	-1.25	-1.69	2.12	4.47
10	9.43	7.57	6.98	6.86	7.11	12.16	13.00
11	6.23	1.67	0.76	0.49	-0.01	4.20	6.35
12	7.66	7.72	7.27	7.08	7.33	10.24	12.35
13	1.09	0.47	-1.09	-2.17	-4.16	-0.46	2.00
14	17.10	16.65	15.49	14.52	12.99	16.10	17.92
15	15.75	10.97	10.24	9.48	9.78	12.97	15.20
PBIAS Médio	5.97	4.58	3.94	3.58	3.44	6.98	8.90

Muito bom
 Bom
 Satisfatório
 Insatisfatório

4.3.5 Análise comparativa de características dos hidrogramas

4.3.5.1 Volumes Escoados

A Figura 39 apresenta os volumes calculados dos hidrogramas para os eventos simulados. Observa-se uma variação pouco significativa dos volumes entre os hidrogramas simulados com o volume do hidrograma de referência (resolução espacial de 10m).

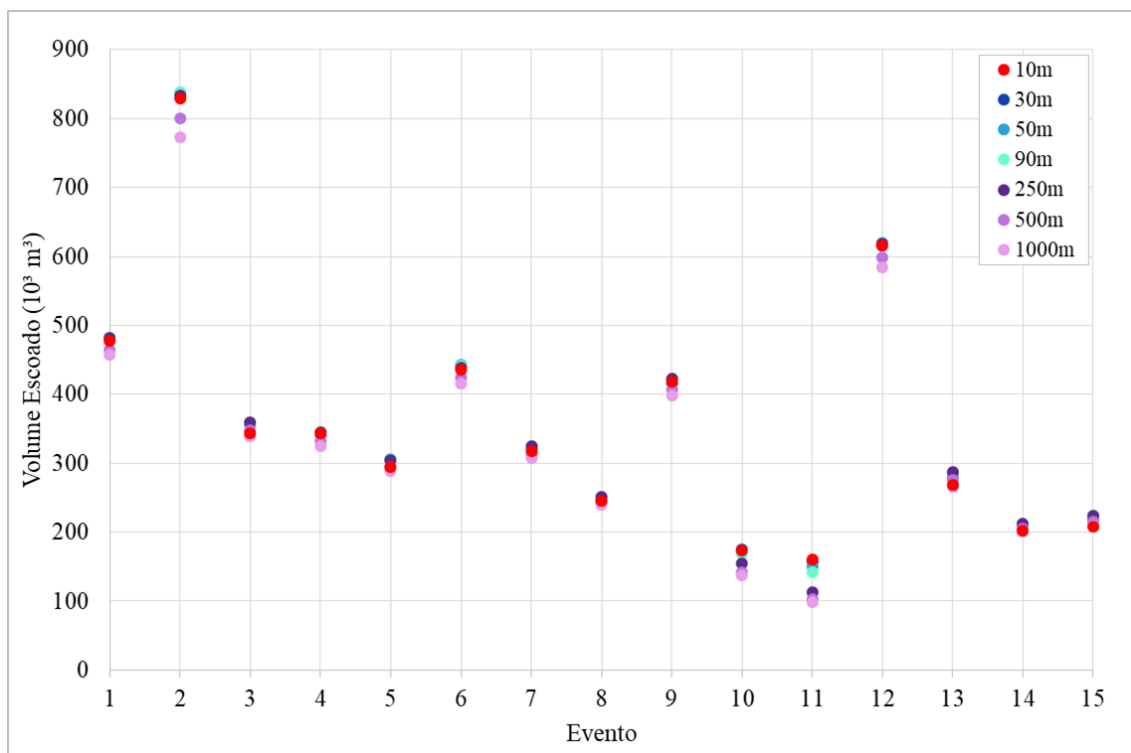


Figura 39 – Volumes escoados (m^3) calculados para os eventos.

A partir dos valores apresentados na Figura 39, foram calculadas as variações percentuais dos volumes escoados a partir do volume escoado simulado para a resolução de referência. A Figura 40 apresenta as curvas que representam as variações de volume escoado dos eventos simulados para as resoluções alvo desse trabalho.

Percebe-se que as curvas de variação de volume seguem uma tendência que se repete para todos os eventos. Os volumes escoados para as resoluções mais finas do estudo (30, 50 e 90m) não apresentaram variações superiores a 5% para a maioria dos eventos. Os volumes seguem uma tendência de crescimento nas resoluções mais finas e, a partir da resolução de 250m, à medida que a resolução é degradada, o volume escoado sofreu reduções, atingindo um valor máximo de redução de volume escoado utilizando a resolução de 1000m.

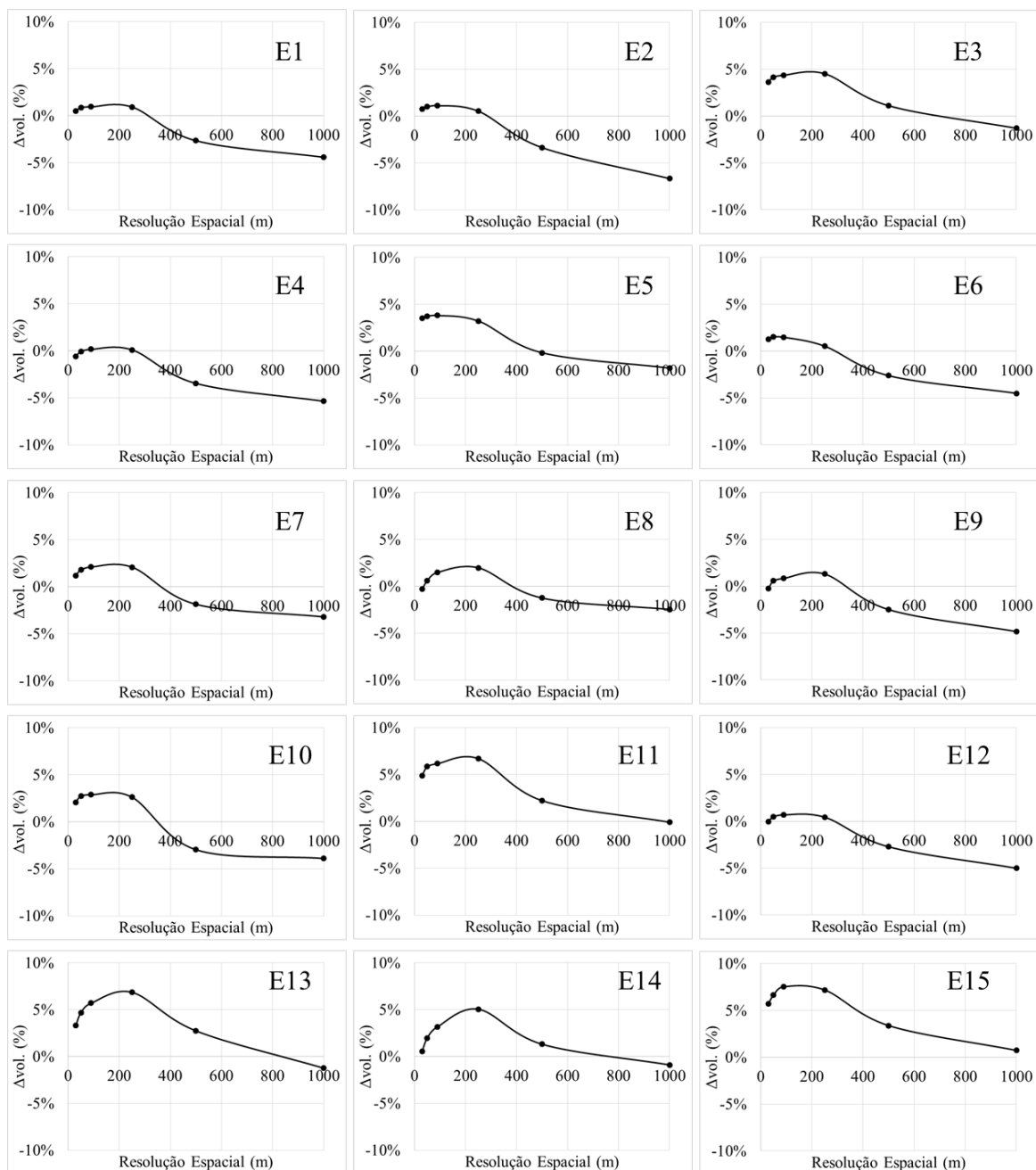


Figura 40 – Variações percentuais do volume escoado para os eventos em diferentes resoluções relativamente à resolução espacial de 10 m.

A Figura 41 apresenta médias aritméticas dos valores de variação de volumes obtidos a partir das resoluções trabalhadas. Em relação à resolução de referência, as resoluções de 30, 50 e 90m apresentaram variação de volume médio dos eventos simulados de 1.16, 1.37 e 1.26%. Observa-se também que as resoluções de 500 e 1000m apresentaram as maiores porcentagens de redução do volume escoado, com valores médios de -4.45 e -6.68%, respectivamente.

Essa reduzida variação de volume, especialmente nas resoluções mais finas, endossa o pressuposto de que os processos de reamostragem, que originaram os mapas de CN, e o processos de interpolação, que geraram as precipitações, não afetaram profundamente a modelagem. Portanto, pode-se afirmar de que o modelo não é sensível à mudança de resolução para esses parâmetros.

A Figura 41 também apresenta o erro percentual oriundo do processo de delimitação de bacias, que foi discutido na seção 4.2.2. Essa redução de volume escoado está diretamente ligada à redução da área da bacia para captação de água onde essas resoluções, especialmente a de 1000m, apresentaram os maiores níveis de redução das áreas. Percebe-se que as duas variáveis apresentadas estão interligadas: à medida que ocorre o aumento do tamanho do pixel, o erro associado ao processo de delimitação de bacias também aumenta e consequentemente, com a alteração da área de captação da bacia, ocorre uma maior variação do volume escoado pelos eventos.

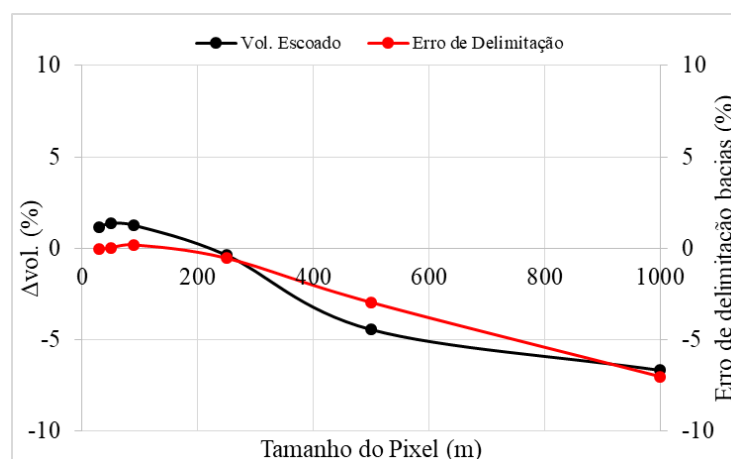


Figura 41 – Valores médios de variação de volume escoado com a resolução.

4.3.5.2 Vazões de Pico

A Figura 42 apresenta as vazões de pico calculadas dos hidrogramas para os eventos simulados. Para todas as resoluções e eventos, observou-se um aumento nos valores de vazão de pico em relação à resolução original de 10 m.

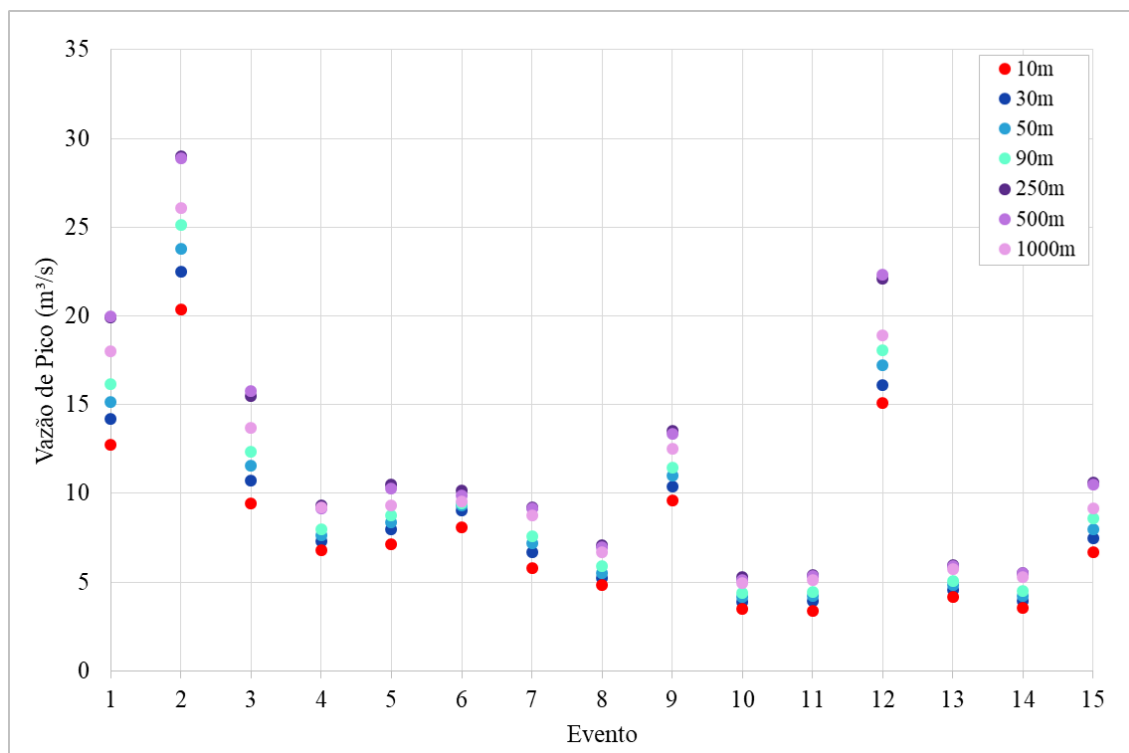


Figura 42 – Vazões de pico (m^3/s) calculadas para os eventos.

A partir dos valores apresentados na Figura 42, foram calculadas as variações percentuais das vazões de pico a partir da vazão simulada para a resolução de referência. A Figura 43 apresenta as curvas que representam as variações das vazões de pico dos eventos simulados para as resoluções alvo.

Assim como as curvas de volume, percebe-se um padrão que se repete nas curvas de variação de vazão para todos os eventos. Para todas as resoluções, obteve-se registros de vazões de pico superiores à resolução de referência de 10m. As curvas apresentam um acentuado crescimento dos valores das vazões de pico à medida que o pixel aumenta até a resolução de 250m. A partir desse ponto, os valores registrados apresentam uma gradual redução até a resolução de 1000m.

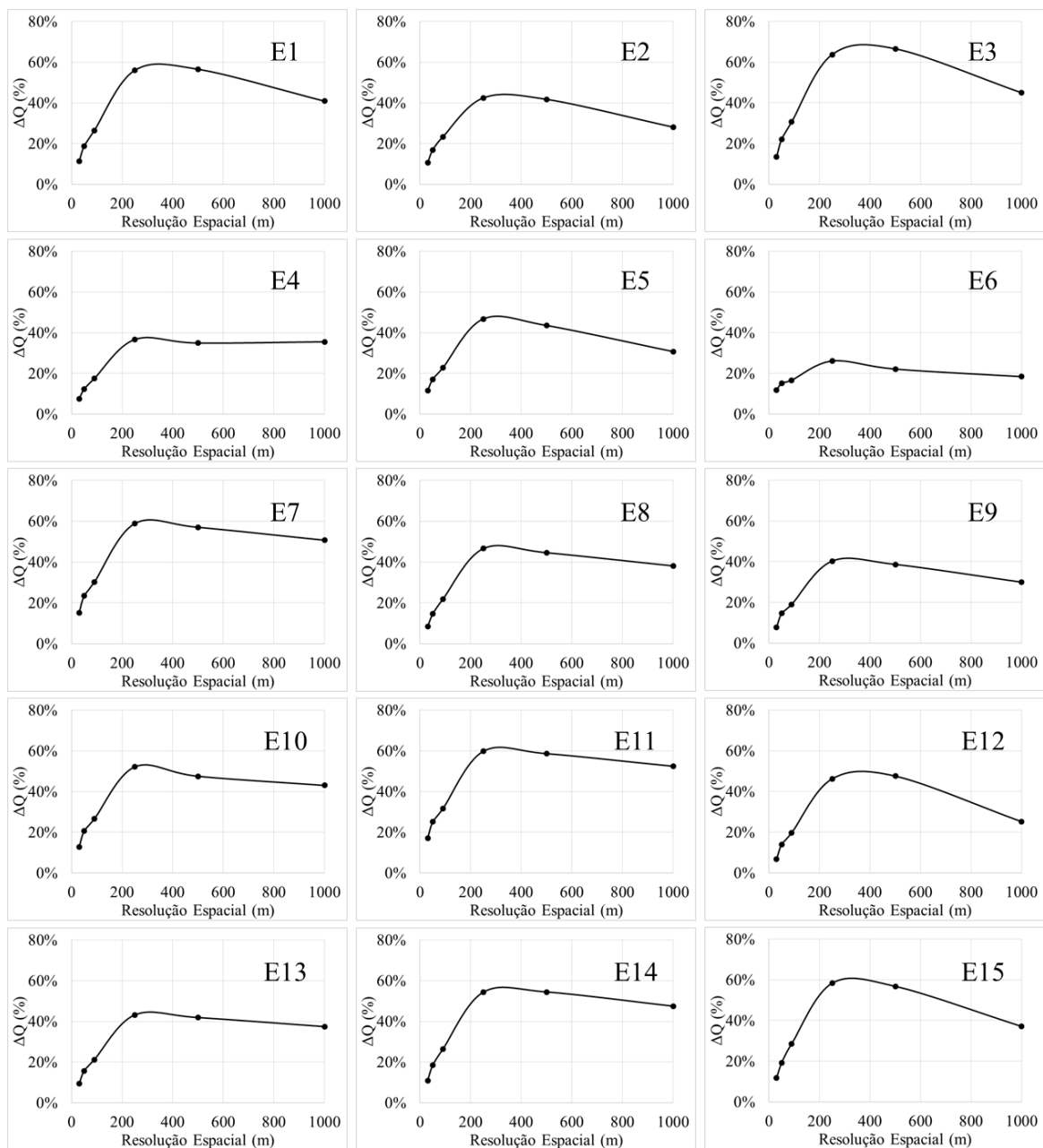


Figura 43 – Variações percentuais das vazões de pico para os eventos em diferentes resoluções.

A Figura 44 apresenta médias aritméticas dos valores das variações de vazões de pico obtidos diante de cada resolução trabalhada em comparação à resolução original de 10 m. O aumento dos valores das vazões de pico pode ser percebido de forma nítida ao observar as vazões simuladas com as resoluções de 30, 50 e 90m, que apresentaram valores médios de 11.06, 17.87 e 24.17%, respectivamente.

As resoluções de 250 e 500m apresentaram valores similares para os aumentos de vazões registrados de 48.79 e 47.51%, respectivamente. Entretanto, a resolução de 1000m apresentou uma redução na vazão de pico registrada em comparação às resoluções de 250 e 500m.

A Figura 44 apresenta também a disposição do erro percentual do processo de delimitação da bacia com o aumento do pixel, o que permite estabelecer uma relação direta entre esses dois parâmetros.

A partir da tendência de crescimento registrada para as resoluções mais finas, pode-se inferir que os valores registrados de vazão de pico continuariam a crescer com o aumento do tamanho do pixel. Contudo, a diminuição da área de captação de água da bacia restringe esse crescimento, tendo em vista que o volume necessário para a concretização dessas vazões não foi captado pela bacia.

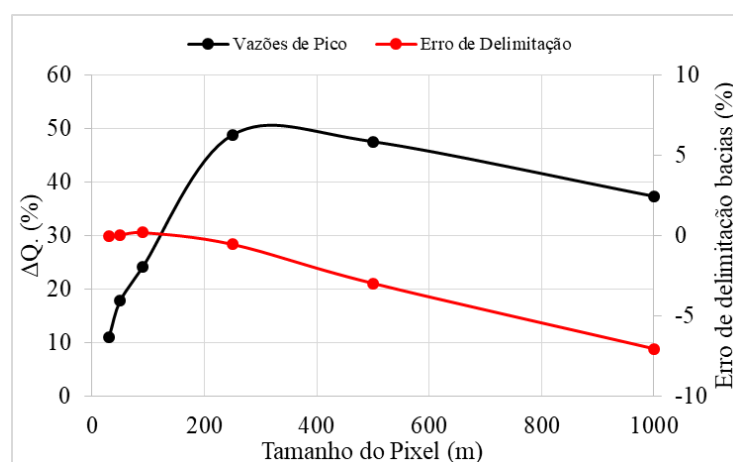


Figura 44 – Valores médios de variação de vazão escoada com a resolução.

4.3.5.3 Tempos de Pico

A Figura 45 apresenta os valores de tempos de pico dos hidrogramas obtidos com as simulações. Para todas as resoluções e eventos, observou-se uma antecipação dos valores de tempo de pico em relação à resolução de referência de 10m.

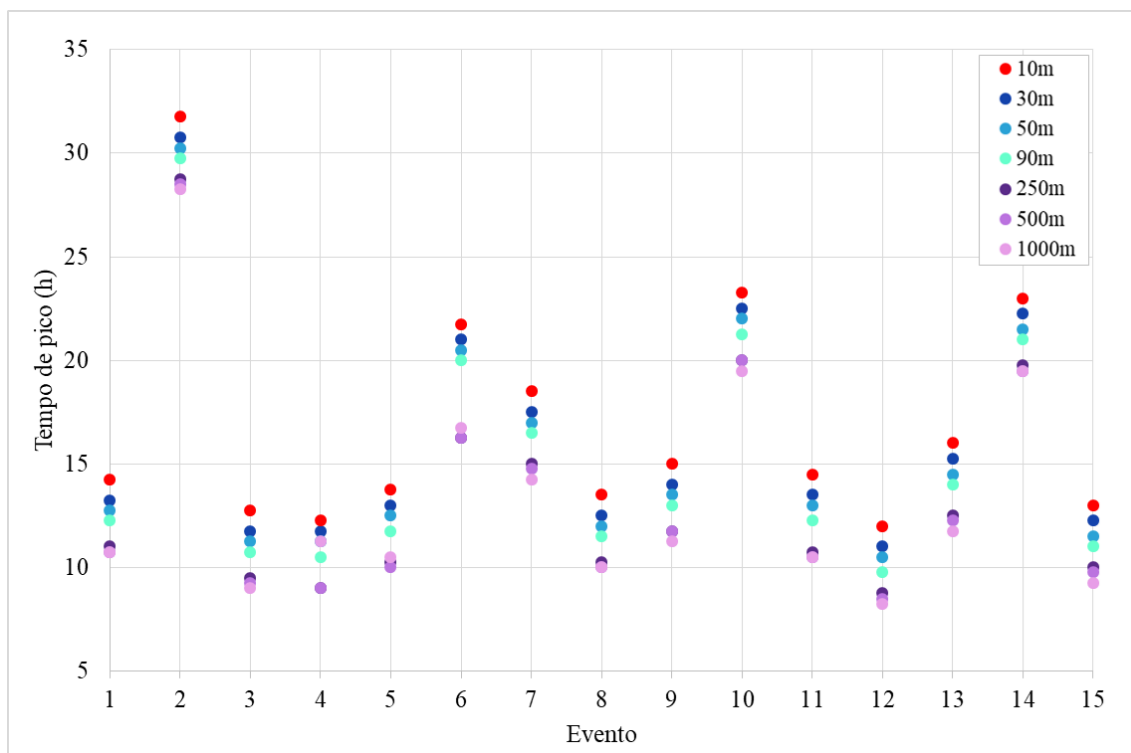


Figura 45 – Tempos de pico (h) calculados para os eventos.

A partir dos apresentados na Figura 45, foram calculadas as variações percentuais dos tempos de pico dos hidrogramas calculados em relação aos hidrogramas obtidos através o uso da resolução de 10m. A Figura 46 apresenta as curvas que representam as variações dos tempos de pico dos eventos simulados para as resoluções alvo.

As curvas apresentaram um padrão de decréscimo do tempo de pico registrado, tendo em vista o encurtamento dos caminhos de fluxo já comentado anteriormente. É interessante frisar os intervalos das curvas de percentual de tempo de pico registrados antes e após a resolução de 250m.

Até a resolução de 250m, percebe-se um decréscimo gradual, bem definido e de proporções consideráveis para todos os eventos. Contudo, após esse ponto, as curvas apresentam um intervalo distinto. Esse novo intervalo, que se estende até a resolução de 1000m, apresenta ainda um decréscimo gradual, mas em alguns eventos registraram-se crescimentos dos tempos de pico, além das variações desse parâmetro serem menos proporcionais, onde em alguns eventos tais variações são praticamente nulas (1, 8, 11 e 14).

A utilização de uma metodologia que visou a ponderação das informações hidráulicas das redes de drenagem para as resoluções mais grosseiras pode ter acarretado em tais resultados. Tal metodologia pode ter tornado as redes hidráulicamente equivalentes, mesmo

que representadas em diferentes resoluções. Com isso, as simulações utilizando essas resoluções produziram hidrogramas com parâmetros característicos semelhantes.

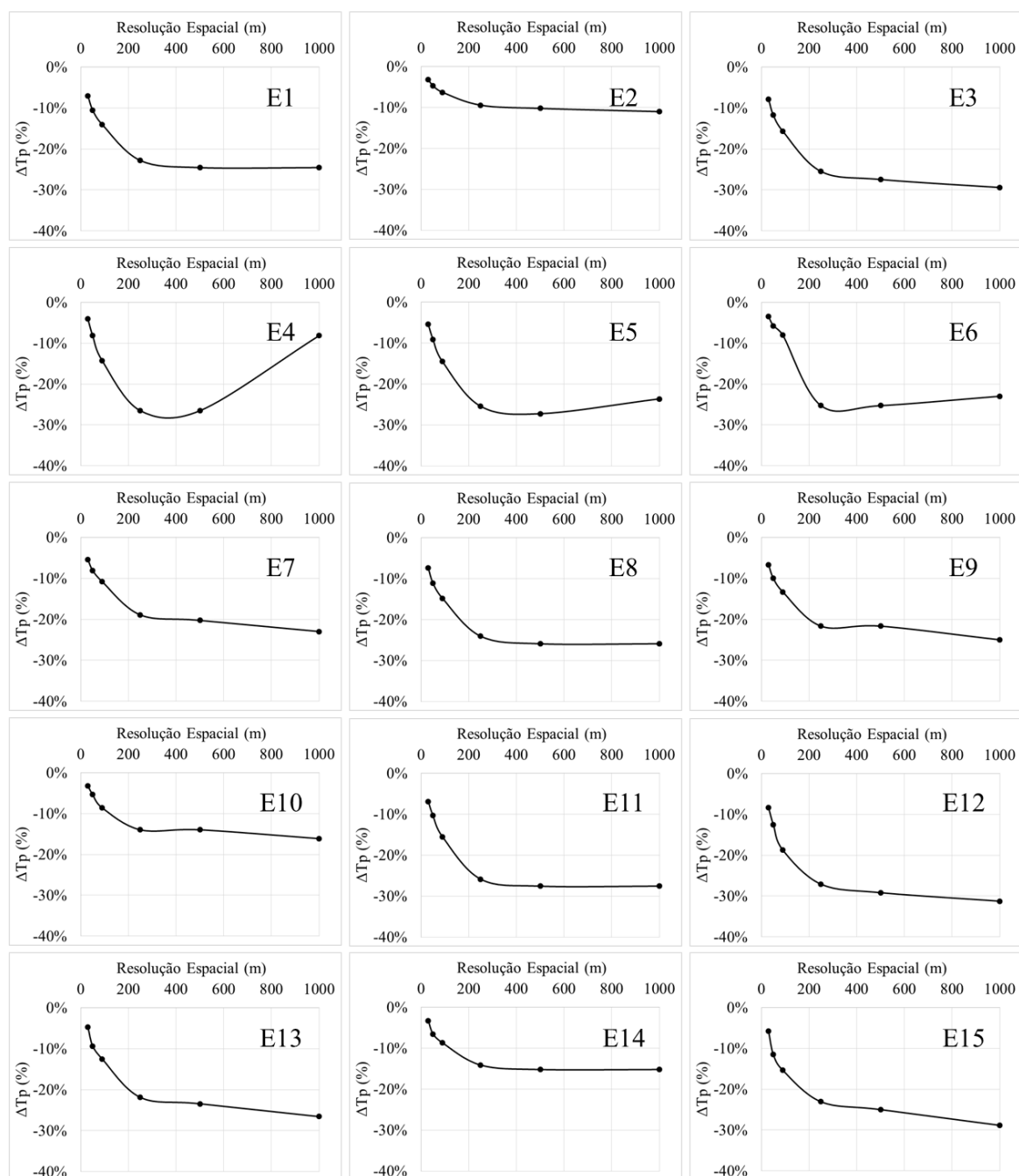


Figura 46 – Variações percentuais dos tempos de pico para os eventos em diferentes resoluções.

A Figura 47 apresenta médias aritméticas dos valores médios de tempos de pico obtidos diante de cada resolução trabalhada. Percebe-se uma redução gradual do tempo de pico com o aumento do tamanho do pixel para as resoluções de 30, 50 e 90m, onde foram apresentados valores médios de redução de tempo de pico de 5.51, 8.99 e 12.75%, respectivamente.

Em relação às resoluções mais grosseiras utilizadas nesse estudo, essas apresentaram valores similares para a antecipação do pico dos hidrogramas. Os valores médios simulados nas resoluções de 250, 500 e 1000m apresentaram redução e -21.71, -22.91 e -22.62%, respectivamente.

A Figura 47 também apresenta a redução percentual do comprimento do rio principal com a degradação do pixel. Percebe-se que tais parâmetros possuem certa correlação e apresentam um mesmo padrão de variação à medida que a resolução é degradada. Isso se deve ao fato de que o encurtamento da rede principal de drenagem acarreta na diminuição direta dos tempos de viagem de todos os pixels da bacia, tendo em vista que essa rede principal interliga esses pixels ao exutório.

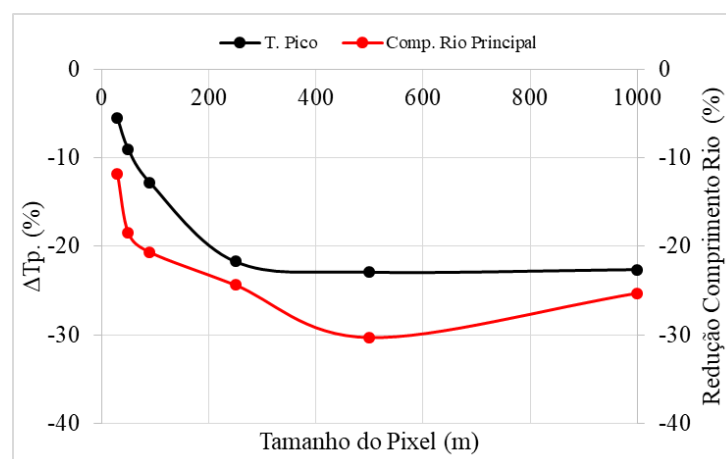


Figura 47 – Valores médios de variação de tempo de pico com a resolução.

4.3.6 Calibração do parâmetro β para cada resolução espacial

A partir da metodologia descrita na seção 3.10.3.1, um total de 6 eventos utilizados nesse trabalho foram calibrados pelo parâmetro β . As Figuras 48 e 49 apresentam os hidrogramas desses respectivos eventos antes e após o processo de calibração do parâmetro β .

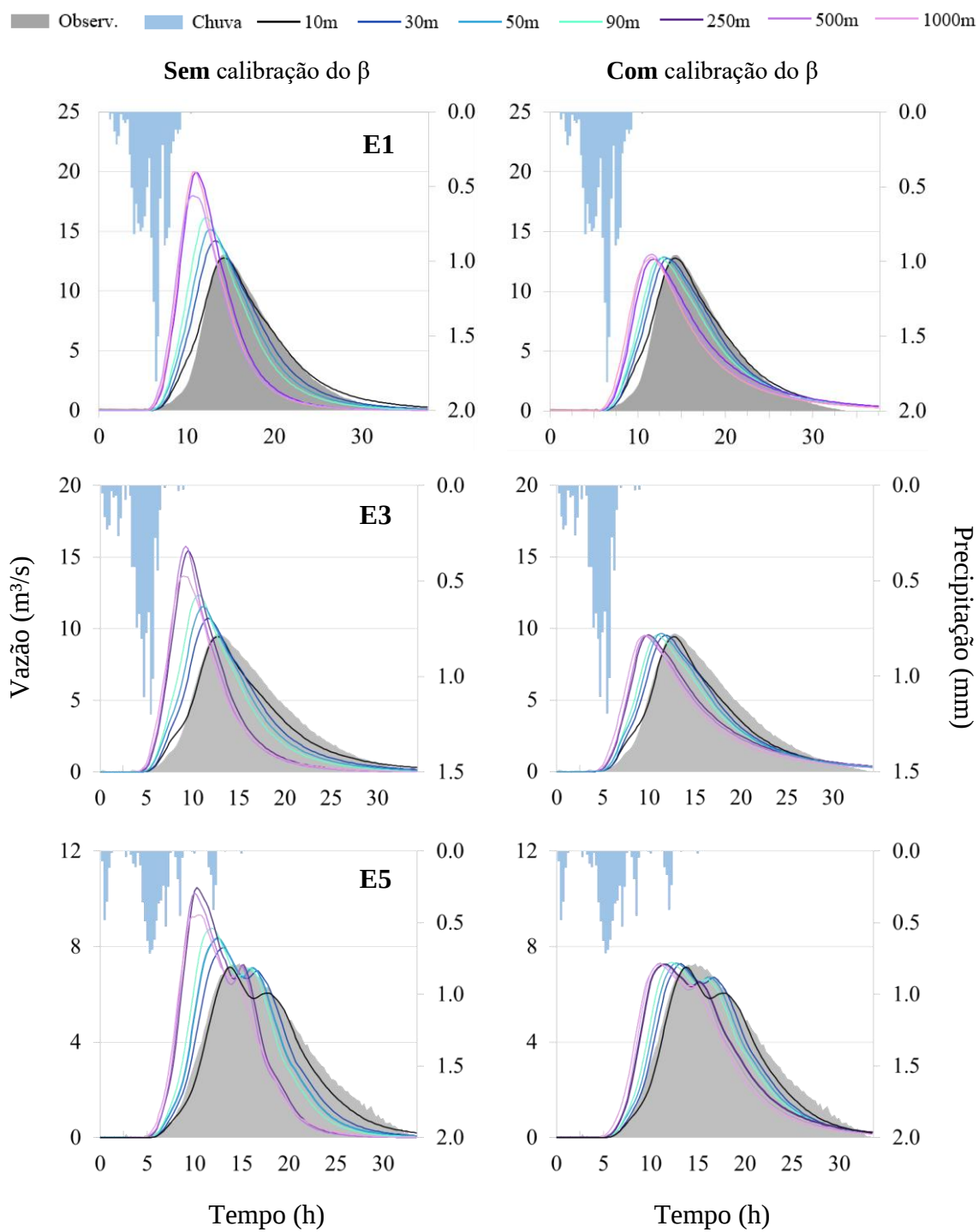


Figura 48 – Hidrogramas 1, 3 e 5 antes e após calibração de β .

Observ.
 Chuva
 10m
 30m
 50m
 90m
 250m
 500m
 1000m

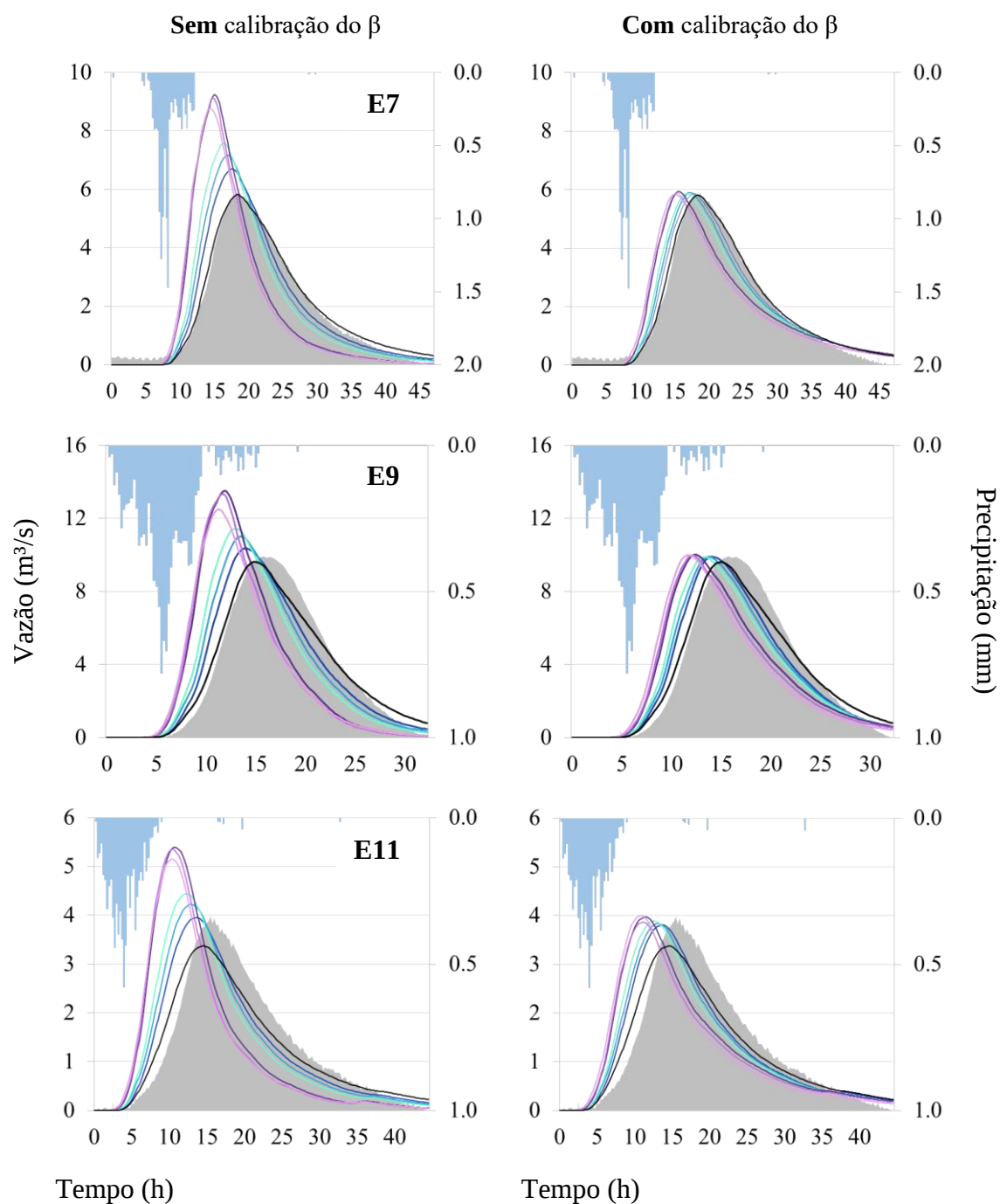


Figura 49 – Hidrogramas 7, 9 e 11 antes e após calibração de β .

Observando as Figuras 48 e 49, percebe-se que o processo de calibração do parâmetro β aumenta significativamente a concordância dos hidrogramas simulados com os dados observados, ainda que utilizando resoluções mais grosseiras para a geração desses.

Examinando as figuras, verifica-se que a calibração contribuiu significativamente para o acerto das vazões de pico dos hidrogramas em todas as resoluções trabalhadas. Contudo, nota-se que o processo de calibração do parâmetro β pouco influenciou para o acerto do parâmetro de tempo de pico dos hidrogramas em relação aos dados observados.

Em vista disso, pode-se presumir que uma representação mais precisa dos parâmetros de tempo de pico está mais diretamente correlacionada ao plano de informação de tempo de viagem de cada pixel, que foi descrito nas seções 2.2.2 (metodologia) e 3.3.3. (resultados), do que ao parâmetro β .

Dispondo desses hidrogramas, realizou-se a análise a partir do coeficiente de Nash-Sutcliffe. A Tabela 16 apresenta os valores de NSE obtidos ao se avaliar os hidrogramas calibrados para cada resolução específica em relação aos dados observados. Após o processo de calibração, os valores de NSE apresentaram uma considerável melhoria para todas os eventos e resoluções trabalhadas, inclusive com o surgimento de cenários onde o uso de resoluções mais grosseiras pode ser considerado.

Tabela 16 – Coeficiente de Nash-Sutcliffe calculado para os eventos calibrados, com classificação segundo escala de desempenho proposta por Moriasi *et al.* (2007).

Evento	Método de Calibração	Resolução Espacial						
		10m (Lima, 2021)	30m	50m	90m	250m	500m	1000m
1	Parâmetros calibr. para a resolução de 10m	0.98	0.88	0.74	0.54	-0.35	-0.48	-0.37
	Parâmetros calibr. para resolução específica	-	0.93	0.87	0.81	0.63	0.58	0.46
3	Parâmetros calibr. para a resolução de 10m	0.96	0.86	0.71	0.51	-0.37	-0.53	-0.39
	Parâmetros calibr. para resolução específica	-	0.91	0.84	0.77	0.57	0.50	0.37
5	Parâmetros calibr. para a resolução de 10m	0.97	0.91	0.82	0.69	0.12	0.07	0.12
	Parâmetros calibr. para resolução específica	-	0.95	0.91	0.86	0.71	0.63	0.55
7	Parâmetros calibr. para a resolução de 10m	0.99	0.91	0.79	0.64	-0.11	-0.17	-0.15
	Parâmetros calibr. para resolução específica	-	0.97	0.94	0.90	0.77	0.73	0.67
9	Parâmetros calibr. para a resolução de 10m	0.97	0.88	0.76	0.60	-0.09	-0.18	-0.12
	Parâmetros calibr. para resolução específica	-	0.91	0.86	0.79	0.60	0.52	0.41
11	Parâmetros calibr. para a resolução de 10m	0.92	0.78	0.63	0.44	-0.37	-0.48	-0.42
	Parâmetros calibr. para resolução específica	-	0.82	0.74	0.65	0.43	0.38	0.25

Muito bom
 Bom
 Satisfatório
 Insatisfatório

Acerca dos parâmetros de calibração específicos utilizados para cada resolução, a Figura 50 apresenta a relação entre os parâmetros β utilizados no processo e a resolução espacial trabalhada. Nota-se uma correlação evidente entre esses dois parâmetros, onde a tendência de variação do parâmetro β com a resolução se apresenta de maneira análoga em todos os eventos simulados. Além disso, nota-se um crescimento do parâmetro β à medida que ocorre a degradação da resolução utilizada até a resolução de 250m. Após isso, o parâmetro β tende a permanecer estável ou apresentar uma diminuição de seu valor.

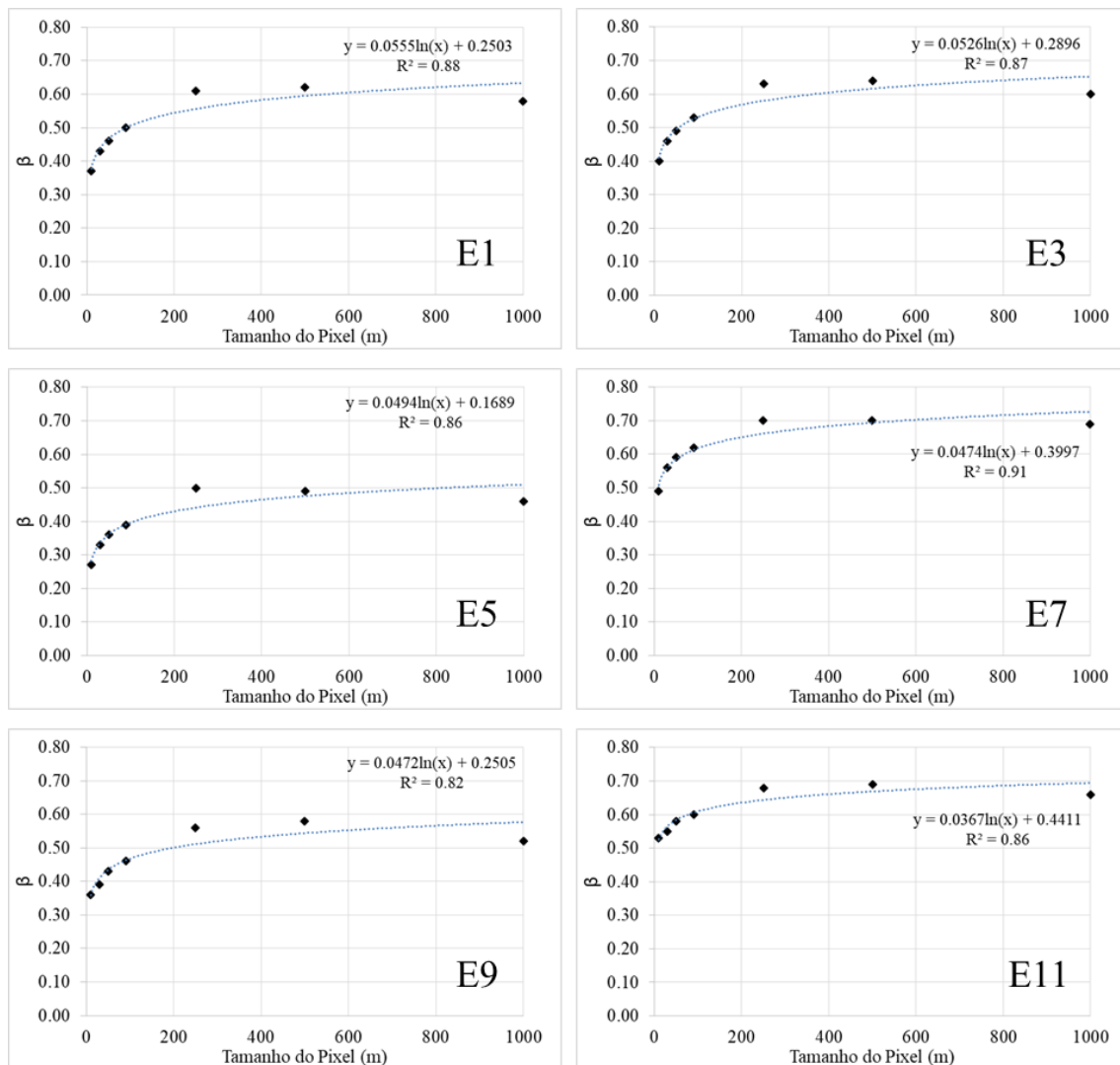


Figura 50 – Correlação entre o parâmetro β e a resolução espacial

Em relação ao parâmetro β , a Figura 51 apresenta a relação do parâmetro com o coeficiente de armazenamento do reservatório linear (K_i), que é o tempo de residência médio da água no reservatório. A Figura 51 apresenta curvas que representam pixels hipotéticos que possuem tempo de viagem (T_v) de 1, 2.5, 5 e 10h.

A ação do parâmetro β nesses pixels pode minimizar o efeito do armazenamento da água no pixel (valores do parâmetro próximos a zero) ou maximizar esse efeito (valores do parâmetro próximos a um).

Para um $\beta = 0.5$, o valor do tempo de viagem do pixel é numericamente igual ao valor do coeficiente de armazenamento, K_i , (Ponto B), e o efeito de armazenamento da água é representado pelo próprio plano de informação dos tempos de viagens da bacia. Em contrapartida, para valores de β superiores a 0.5 (Ponto C), é gerado um efeito de armazenamento temporário da água para os pixels da bacia.

Com isso, observando os valores de β registrados pelas resoluções calibradas (Figura 50), percebe-se que, para as resoluções degradadas (250, 500 e 1000m), foi-se necessário simular artificialmente o efeito armazenamento temporário da água de forma mais acentuada. Isso se deu porque as bacias trabalhadas nessas resoluções apresentaram caminhos de fluxo reduzidos e consequentemente tornaram mais rápidas para os fenômenos de escoamento superficial, como já discutido nos itens 4.3.1.

Também é interessante pontuar a taxa de variação $dk_i / d\beta$ registrada pela Figura 51. Essa taxa de variação aumenta juntamente com o parâmetro β , registrando valores relativamente pequenos na região do ponto A e valores muito significativos na região do ponto C. Em vista disso, para as resoluções mais grosseiras, o parâmetro β apresentou variações mais discretas do que as apresentadas em resoluções mais finas.

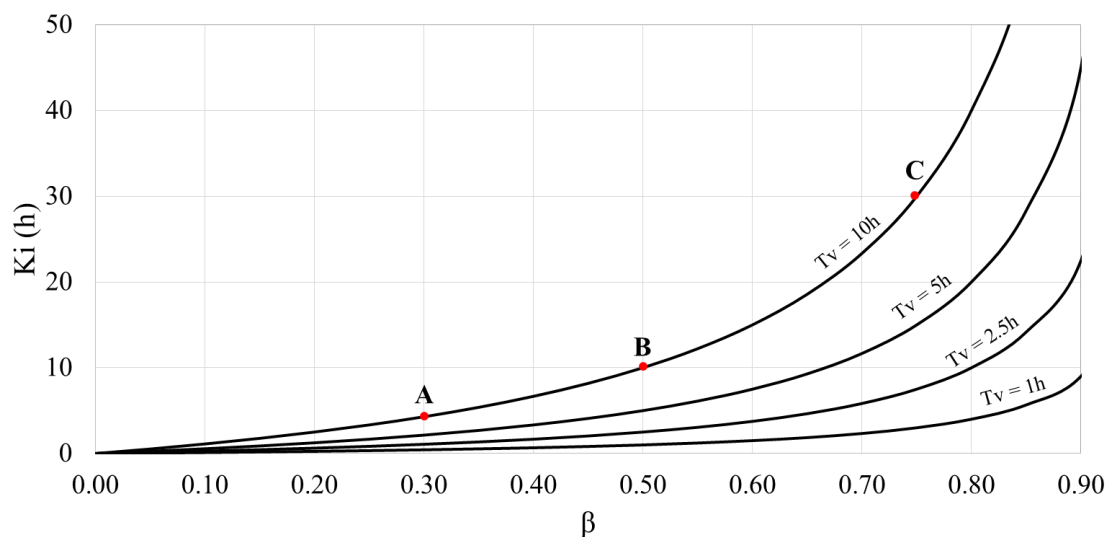


Figura 51 – Comportamento do parâmetro β e do K_i em relação aos tempos de viagem dos pixels.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1 Conclusões

A resolução espacial de um plano de informação possui grande importância no processo de modelagem hidrológico. Como analisado nesse trabalho, a resolução utilizada para a modelagem está diretamente ligada à acurácia dos hidrogramas dos eventos, pois são desses planos de informação que decorrem as informações fundamentais ao processo de modelagem.

O aumento do tamanho do pixel utilizado para discretização da bacia do Alto *Medway* promoveu redes de drenagem mais encurtadas devido à pobre representação dos meandros da rede. O comprimento do rio principal teve seu comprimento reduzido em cerca de 25% para a resolução mais degradada utilizada no estudo. Com isso, a bacia gradualmente tornou-se mais rápida para o escoamento superficial.

A degradação da resolução também exerceu influência no processo de delimitação das bacias. O aumento do tamanho do pixel promoveu redução do nível de concordância e erros na delimitação da bacia, além de diminuir a área de captação das bacias, influenciando diretamente no hidrograma de resposta dos eventos.

O encurtamento dos caminhos de fluxo da rede de drenagem promoveu uma diminuição dos tempos de viagem de todos os pixels da bacia do Alto *Medway*. O tempo de viagem médio da bacia apresentou redução de cerca de 40%. Consequentemente, as vazões de pico registradas nos hidrogramas também foram antecipadas.

Em relação aos hidrogramas de resposta dos eventos, todos esses apontaram para uma antecipação do pico do hidrograma, que consequentemente provoca a ocorrência de maiores vazões.

Em relação ao Nash-Sutcliffe, as resoluções mais finas utilizadas pelo estudo apresentaram valores satisfatórios, mesmo considerando que parâmetros foram calibrados para a resolução original de 10m. Por outro lado, as resoluções mais grosseiras apresentaram valores insatisfatórios dessa métrica.

Os volumes produzidos pelos hidrogramas em diferentes resoluções espaciais, dado o mesmo evento, sofreram pouca variação. Com isso, o plano de informação de precipitação efetiva, bem como àqueles que o originam (Chuva Espacial e Mapa de CN), não é sensível à variação de resolução espacial.

Por fim, o Hidropixel DLR apresentou uma boa performance ao simular os eventos propostos por esse trabalho, ainda que utilizando dados calibrados específicos para a resolução espacial utilizadas em pesquisas anteriores.

5.2 Recomendações

Observando os hidrogramas dos eventos, percebe-se que não há um gradiente de variação bem definido no intervalo compreendido pelas resoluções mais grosseiras, diferentemente do que acontece com as resoluções mais finas.

Com isso, é interessante que essa constatação seja investigada a fim de compreender de forma aprofundada a metodologia de ponderação empregada para atribuição dos parâmetros hidráulicos para as seções mais grosseiras. A metodologia aplicada pelo autor descaracterizou os planos de informação das seções mais grosseiras. Com isso, para as resoluções mais grosseiras, obteve-se valores semelhantes em alguns parâmetros analisados.

Sem dúvidas, o plano de informações que descreve o tempo de viagens dos pixels se constitui no mais importante dado necessário à modelagem com o Hidropixel. Lima (2021) implementou melhorias ao considerar diferentes tipos de escoamento em superfície, tornando os valores dos tempos de viagem dos pixels mais representativos. Diante disso, é necessário que esforços continuem a ser direcionados a fim de otimizar essa etapa da modelagem com o Hidropixel, tendo em vista a sua demasiada importância.

O parâmetro β foi idealizado a fim de auxiliar no ajuste dos hidrogramas calculados em relação aos hidrogramas observados. Com isso, espera-se que tal parâmetro de calibração auxilie no ajuste dos efeitos de translação do hidrograma, contribuindo para um maior acerto no tempo de pico dos eventos. Nessa pesquisa, a influência do parâmetro β nos ajustes dos tempos de pico foram mínimas e só foram observadas em resoluções finas (30 e 50m). Com isso, é necessário que a influência do parâmetro β nesses quadros onde se trabalha com resoluções muito degradadas em relação à bacia seja investigada.

Por fim, os primeiros trabalhos referentes ao Hidropixel realizaram simulações hidrológicas em bacias de pequeno porte, com área de captação não superior a 6km². Trabalhos mais recentes utilizaram a bacia do Alto *Medway* para estudos, com área de captação de cerca de 250km². Logo, é interessante observar o comportamento do Hidropixel na simulação hidrológicas de grandes bacias, especificamente em aspectos mais inerentes ao próprio modelo, como métodos para otimização do tempo de processamento dos dados, investigação e levantamento das áreas de seção dos rios, etc.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARIZA-VILLAYERDE, A. B.; JIMÉNEZ-HORNERO, F. J.; GUTIÉRREZ DE RAVÉ, E. Influence of DEM resolution on drainage network extraction: A multifractal analysis. **Geomorphology**, v. 241, p. 243-254, 2015.

ARNELL, N. W. Uncertainty in the relationship between climate forcing and hydrological response in UK catchments. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 3, p. 897–912, 2011.

BONFATTI, B. R.; DEMATTÊ, J. A. M.; MARQUES, K. P. P.; POPPIEL, R. R.; RIZZO, R.; DE MENDES, W. S.; SILVERO, N. E. Q.; SAFANELLI, J. L. Digital mapping of soil parent material in a heterogeneous tropical area. **Geomorphology**, Vol. 367, 107305, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107305>

CHAPLOT, V. Impact of spatial input data resolution on hydrological and erosion modeling: comparison of different approaches for two case studies in Slovakia. **Hydrology Research**. Volume 50 (1): 379–392, 2019. <https://doi.org/10.2166/nh.2018.040>

CHO, Y.; ENGEL, B. A.; MERWADE, V. M. A spatially distributed Clark's unit hydrograph based hybrid hydrologic model (Distributed-Clark). **Hydrological Sciences Journal**, v. 63, n. 10, p. 1519–1539, 2018.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para engenharias e ciências ambientais**. 2. ed. Porto Alegre: ABRH, 2015.

COSTA, F. F.; PAZ, A. R.; PICCILLI, D G. A. Modified NRCS-CN-TUH methods for distributed rainfall-runoff modeling. **RBRH**, v. 24, 2019.

CUI, S.; YANG, Q.; PEI, X.; HUANG, R.; GUO, B.; ZHANG, W. Geological and morphological study of the Daguangbao landslide triggered by the Ms. 8.0 Wenchuan earthquake, China. **Geomorphology**, Vol. 370, 107394, 2020. [doi:10.1016/j.geomorph.2020.107394](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107394).

CUI, L., LI, Y. P., HUANG, G. H., & HUANG, Y. Effects of digital elevation model resolution on topography-based runoff simulation under uncertainty. *Journal of Hydroinformatics*, v. 16, n. 6, p. 1343-1358, 2014.

DU, J. et al. Development and testing of a new storm runoff routing approach based on time variant spatially distributed travel time method. **Journal of Hydrology**, v. 369, n. 1–2, p. 44–54, 2009.

DIXON, B.; EARLS, J. Resample or not?! Effects of resolution of DEMs in watershed modeling. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 23, n. 12, p. 1714-1724, 2009.

DOURADO, W. B. **Avaliação de técnicas de interpolação de imagens digitais**. Dissertação (Mestrado em Matemática Aplicada e Computacional) – Universidade Estadual

Paulista Júlio de Mesquita Filho, Faculdade de Ciências e Tecnologia, 2014. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/115892>>.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, v. 19, n. 2, p. 507–515, 2005.

ELAJI, A.; JI, WEI. Urban Runoff Simulation: How Do Land Use/Cover Change Patterning and Geospatial Data Quality Impact Model Outcome?. **Water**, Volume 12(10), 2715, 2020. <https://doi.org/10.3390/w12102715>

ENVIRONMENT AGENCY. **River Medway Catchment Flood Management Plan**. Disponível em: <https://assets.publishing.service.gov.uk/government/uploads/system/uploads/attachment_data/file/293890/Medway_Catchment_Flood_Management_Plan.pdf>. Acesso em: 15 jun. 2022.

FAN, J. *et al.* Assessment of land cover resolution impact on flood modeling uncertainty. **Hydrology Research**, v. 52, n. 1, p. 78-90, 2021.

GIRONÁS, J. *et al.* A morpho-climatic instantaneous unit hydrograph model for urban catchments based on the kinematic wave approximation. **Journal of Hydrology**, v. 377, n. 3–4, p. 317–334, 2009.

GOWRI, R.; MUJUMDAR, P. P. Evaluation of geomorphologic similarity between the subcatchments of Cauvery river basin. IOP Conference Series: **Earth and Environmental Science**. IOP Publishing, 2020. p. 012015.

GOYAL, M. K.; PANCHARIYA, V. K.; SHARMA, A.; SINGH, V. Comparative assessment of SWAT model performance in two distinct catchments under various DEM scenarios of varying resolution, sources and resampling methods. **Water resources management**, v. 32, n. 2, p. 805- 825, 2018.

HAWKINS, R. H. *et al.* **Curve number hydrology: State of the practice**. Reston, Virginia: American Society of Civil Engineers, 2009.

ICHIBA, A. *et al.* Scale effect challenges in urban hydrology highlighted with a distributed hydrological model. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 1, p. 331-350, 2018.

JARDIM, A. C. Direções de fluxo em modelos digitais de elevação: Um método com foco na qualidade da estimativa e processamento de grande volume de dados. **São José dos Campos: INPE**, 2017.

JENSON, S. K.; DOMINGUE, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. Photogramm. **Eng. Remote Sens.**, 54(11), 1593-1600, 1988.

KANG, K.; MERWADE, V. Development and application of a storage-release based distributed hydrologic model using GIS. **Journal of Hydrology**, v. 403, n. 1–2, p. 1–13, 2011.

LIMA, D. M. **Abordagens distribuídas para simulação do escoamento superficial baseadas no modelo digital de elevação**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2021.

LINDSAY, J. B. The practice of DEM stream burning revisited. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, n. 5, p. 658-668, 2016.

MAIDMENT, D. R. *et al.* Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field. **Hydrological Processes**, v. 10, n. 6, p. 831–844, 1996. MCCABE, Matthew F. *et al.* The future of Earth observation in hydrology. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 7, p. 3879, 2017.

MET OFFICE. UK regional climates. Disponível em:
<<https://www.metoffice.gov.uk/research/climate/maps-and-data/regional-climates/index>>.
Acesso em: 04 jun. 2021.

MCCUEN, R. H.; SPIESS, J. M. Assessment of Kinematic Wave Time of Concentration. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 121, n. 3, p. 256–266, mar. 1995.
MET OFFICE. UK regional climates. Disponível em:
<<https://www.metoffice.gov.uk/research/climate/maps-and-data/regional-climates/index>>.
Acesso em: 15 jun. 2021.

MOORE, I. D.; GRAYSON, R. B.; LADSON, A. R. Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications, **Hydrological Processes**, 5(1), 3-30, 1991.

MORIASI, D. N. *et al.* Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

MUNOTH, P.; GOYAL, R. Effects of DEM source, spatial resolution and drainage area threshold values on hydrological modeling. **Water Resources Management**, v. 33, n. 9, p. 3303-3319, 2019.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. **Journal of hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970.

NELSON, A.; REUTER, H. I.; GESSLER, P. Chapter 3 DEM Production Methods and Sources. **Developments in Soil Science**, v. 33 Elsevier, p. 65–85, 2009.

NRCS (Natural Resources Conservation Service). Estimation of direct runoff from storm rainfall. In NRCS. National Engineering Handbook: Part 630 Hydrology. USDA, Washington DC, 2004.

O'CALLAGHAN, J. F.; MARK, D. M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. **Computer vision, graphics, and image processing**, 28: 323-344, 1984.

OGANIA, J. L.; PUNO, G. R.; ALIVIO, M. B. T.; TAYLARAN, J. M. G. Effect of digital elevation model's resolution in producing flood hazard maps. **Global Journal of Environmental Science and Management**, v. 5, n. 1, p. 95-106, 2019.

ORDNANCE SURVEY. Land-Form PROFILE TM User guide. Southampton: [s.n.]. Disponível em: <www.ordnancesurvey.co.uk>. Acesso em: 20 ago. 2020.

OLIVEIRA, P. T. S.; NEARING, M. A.; HAWKINS, R. H.; STONE, J. J.; RODRIGUES, D. B. B.; PANACHUKI, E.; WENDLAND, E. Curve number estimation from Brazilian Cerrado rainfall and runoff data. *Journal of Soil and Water Conservation*, v.71, n.5, p.420-429, 2016.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. Derivação de rede de drenagem a partir de dados do SRTM. **Rev. Geogr. Acadêmica**, v.2 n.2 (viii.2008) 84-95, 2008.

PETROSELLI, A.; VOJTEK, M.; VOJTEKOVÁ, J. Flood mapping in small ungauged basins: a comparison of different approaches for two case studies in Slovakia. **Hydrology Research**. Volume 50 (1): 379–392, 2019. <https://doi.org/10.2166/nh.2018.040>

REDDY S. A.; REDDY J. M. Evaluating the influence of spatial resolutions of DEM on watershed runoff and sediment yield using SWAT. **Journal of Earth System Science**, Vol. 124, No 7, Pp. 1517–1529, 2015.

ROCHA, J. *et al.* The importance of high resolution digital elevation models for improved hydrological simulations of a mediterranean forested catchment. *Remote Sensing*, v. 12, n. 20, p. 3287, 2020.

ROOSTAEE, M.; DENG, Z. Effects of digital elevation model resolution on watershed-based hydrologic simulation. **Water Resources Management**, v. 34, n. 8, p. 2433-2447, 2020.

SAHOO, R.; JAIN, V. Sensitivity of drainage morphometry based hydrological response (GIUH) of a river basin to the spatial resolution of DEM data. **Computer and Geosciences**, Volume 111, 78 – 86, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.10.001>

SEDGEWICK, R. **Algorithms in C++**. Reading, MA, USA: Addison-Wesley, 1992.

SERRA, L. S.; PAZ, A. R. **Determinação de caminhos de fluxo em área urbana com incorporação do traçado das ruas**. Proc., XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Sociedade Brasileira de Sensoriamento Remoto, Foz do Iguaçu, Brazil, p. 5713-5720, 2013.

SHRESTHA, R.; TACHIKAWA, Y.; TAKARA, K. Input data resolution analysis for distributed hydrological modeling. **Journal of hydrology**, v. 319, n. 1-4, p. 36-50, 2006.
SINGH, V. P. Hydrologic modeling: progress and future directions. **Geoscience Letters**, v. 5, n. 1, p. 1-18, 2018.

SINGH, V. P.; FREVERT, D. K. (Ed.). Mathematical models of large watershed hydrology. **Water Resources Publication**, 2002.

SINGH, V. P. Hydrologic modeling: progress and future directions. *Geoscience Letters*, v. 5, n. 1, p. 1-18, 2018

SINGH, G.; KUMAR, E. Input data scale impacts on modeling output results: A review. **Journal of Spatial Hydrology**, v. 13, n. 1, 2017.

SCS (Soil Conservation Service). National Engineering Handbook, Section 4. U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C, 1972.

SILVA, J. F.; FERREIRA, P. S.; SILVA, E. R. A. C.; COSTA, V. S. O.; CANDEIAS, A. L. B. Analysis of errors in the digital elevation model - SRTM for the Sobradinho reservoir/BA. **Journal of Hyperspectral Remote Sensing**, v.7, n.4, 250-257, 2017.

SOUSA, T. M. I.; PAZ, A. R. How to evaluate the quality of coarse-resolution DEM derived drainage networks. **Hydrological Processes**, v.31, n. 19, p. 3379-3395, 2017.

TAN, M. L. *et al.* Impacts of DEM resolution, source, and resampling technique on SWAT simulated streamflow. **Applied Geography**, v. 63, p. 357-368, 2015.

TUCCI, C. E. M. Modelos hidrológicos, Ed. Universidade /UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre, 668p, 1998.

VEECK, S.; DA COSTA, F.F.; CORREIA LIMA, D. L.; DA PAZ, A. R.; ALLASIA PICCILLI, D.G. Scale dynamics of the HIDROPIXEL high-resolution DEM-based distributed hydrologic modeling approach. **Environmental Modelling & Software**, Volume 127, 2021, 104695, ISSN 1364-8152, <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2020.104695>.

VERMA, S.; VERMA, R. K.; MISHRA, S. K.; SINGH, A.; JAYARAJ, G. K. A revisit of NRCS-CN inspired models coupled with RS and GIS for runoff estimation. **Hydrological Sciences Journal**, v. 62, n. 12, p. 1891-1930, 2017.

VILLELA, S.M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: Mcgraw Hill, 1975. 250p.
WU, S.; LI, J.; HUANG, G. H. A study on DEM-derived primary topographic attributes for hydrologic applications: Sensitivity to elevation data resolution. **Applied Geography**, v. 28, n. 3, p. 210-223, 2008.

USDA - United States Department Of Agriculture, 2007. NRCS – Natural Resources Conservation Service. NEH: National Engineering Handbook. Part 630: Hydrology. Washington chap. 10.

YANG, P., AMES, D.P., FONSECA, A., ANDERSON, D., SHRESTHA, R., GLENN, N.F., CAO, Y. What is the effect of LiDAR-derived DEM resolution on large-scale watershed model results? *Environ. Model. Software* 58, 48–57, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.04.005>.

ZHANG, H.; CHENG, X.; JIN, L.; ZHAO, D.; FENG, T.; ZHENG, K. A Method for Dynamical SubWatershed Delimitating by No-Fill Digital Elevation Model and Defined Precipitation: A Case Study of Wuhan, China. **Water**, v. 12, n. 2, p. 486, 2020.

ZHANG, J. X.; CHANG, K. T.; WU, J. Q. Effects of DEM resolution and source on soil erosion modeling: a case study using the WEPP model. **International Journal of Geographical Information Science**, 22, 925 - 942, 2008.

ZHANG, P., LIU, R., BAO, Y., WANG, J., YU, W., SHEN, Z. Uncertainty of SWAT model at different DEM resolutions in a large mountainous watershed. **Water Research**, v. 53, p. 132-144, 2014.