

UFPA

PPGEC

Universidade Federal do Pará



Adria Lorena de Moraes Cordeiro

PERDA DE SOLO E AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO ARCO DO DEFLORESTAMENTO DA AMAZÔNIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Instituto de Tecnologia
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil

Orientador: Prof. Claudio José Cavalcante Blanco, Ph.D.

Belém – Pará – Brasil

2021

Adria Lorena de Moraes Cordeiro

**PERDA DE SOLO E AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO ARCO DO
DESFLORESTAMENTO DA AMAZÔNIA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Engenharia Civil, da Universidade
Federal do Pará.

Área de Concentração: Engenharia Hídrica

Orientador: Prof. Claudio José Cavalcante Blanco,
Ph.D.

Belém
2021

C794p Cordeiro, Adria Lorena de Moraes.

Perda de solo e as mudanças climáticas no arco do desflorestamento da Amazônia / Adria Lorena de Moraes Cordeiro; Orientador(a): Prof. Dr. Claudio José Cavalcante Blanco — 2021.

106 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Belém, 2021.

1. Mudanças climáticas. 2. RCPs. 3. Precipitação. 4. Perda de solo. I. Título.

CDD 620



PERDA DE SOLO E AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NO ARCO DO DESFLORESTAMENTO DA AMAZÔNIA

AUTORA:

ADRIA LORENA DE MORAES CORDEIRO

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA À BANCA EXAMINADORA
APROVADA PELO COLEGIADO DO PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL DO
INSTITUTO DE TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO PARÁ, COMO REQUISITO PARA
OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRA EM ENGENHARIA
CIVIL NA ÁREA DE RECURSOS HÍDRICOS E
SANEAMENTO AMBIENTAL.

APROVADO EM: 27/08/2021.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Claudio José Cavalcante Blanco, Ph.D.
Orientador (UFPA)

Prof. Dr. Richarde Marques da Silva
Membro Externo (UFPB)

Profa. Dra. Mariane Furtado Gonçalves
Membro Externo (UFPA)

Prof. Dr. Francisco Carlos Lira Pessoa
Membro Interno (UFPA)

Visto

Prof. Dr. Marcelo de Souza Picanço
Coordenador do PPGEC / ITEC / UFPA

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, pela vida e pela proteção durante todo o percurso.

Aos meus pais, Lourenço Antônio da Cruz Cordeiro e Andrea de Moraes Santos, que sempre acreditaram no meu potencial, me apoiaram e proporcionaram tudo que estava ao alcance para que eu pudesse chegar aonde estou.

As minhas avós, Terezinha da Cruz Cordeiro e Maria Moraes Santos, pelo apoio, amor e confiança.

A minha namorada Ana Carolina Ribeiro, que esteve sempre comigo, pela sua paciência, companheirismo e apoio em todos os momentos.

Ao meu professor e orientador Claudio José Cavalcante Blanco por quem eu tenho grande admiração por sua sabedoria e paciência, e que teve e sempre terá um importante papel no meu desenvolvimento acadêmico e profissional.

Aos meus amigos Marina Scarano, Matheus Brito, Laila Rover, Kalyne Pinto e Ana Vitória pela amizade e pelo apoio, muitas vezes fundamental para a sequência das atividades de pesquisa.

RESUMO

A proteção ambiental dos solos é desafiada pelo aumento da perda de solo, principalmente, induzida pela atividade humana e mudanças climáticas. No futuro, as taxas de perda de solo podem ser impactadas diretamente pela mudança nos padrões de precipitação e aumento de eventos extremos. No arco do desflorestamento, o efeito pode ser ainda pior, visto que, a região amazônica vem sofrendo com essas mudanças. Dessa forma, este estudo visa estimar a perda de solo futura no arco do desflorestamento em diferentes cenários de mudanças climáticas. Como a análise do impacto das mudanças climáticas no processo de erosão é dificultada pela falta de dados, especialmente, em regiões com escassez dessas informações, como a Amazônia, primeiramente, utilizaram-se dados de produtos de satélites (TRMM, CHIRPS, CMORPH) como fonte alternativa para preenchimento de falhas das séries históricas de precipitação, para se conhecer a perda de solo histórica (1998-2018). Em seguida, foram usadas as projeções do modelo regional Eta-MIROC5 nos RCP8.5 e RCP4.5, para estimar o fator erosividade da chuva (R) e calcular a perda de solo futura por meio do modelo USLE. Quanto a perda de solo, para o período histórico, a média obtida foi de 122,65 t ha⁻¹ ano⁻¹. Enquanto que, nos cenários RCP4.5 e RCP8.5, foi observado uma redução da perda de solo média em quase todos os anos. No mais, as médias anuais de perda de solo projetadas para o futuro foram todas classificadas como altas, variando de 64,68 a 123,66 t ha⁻¹ ano⁻¹ no cenário RCP4.5 e de 92,84 a 118,26 t ha⁻¹ ano⁻¹ no RCP8.5. Além disso, verificou-se na distribuição espacial de perda de solo que os maiores valores se concentraram na porção central e nordeste do arco, área que é caracterizada pela presença de atividades agropecuárias. Por fim, ressalta-se que mesmo com possíveis subestimações na perda de solo futura, o presente estudo representa a primeira avaliação da perda de solo em grande escala no arco do desflorestamento, fornecendo uma visão geral, que pode ser útil para o planejamento da conservação do solo.

Palavras-chave: Mudanças climáticas, RCPs, Precipitação, Perda de solo.

ABSTRACT

The environmental protection of soils is challenged by increasing soil loss, mainly induced by human activity and climate change. In the future, soil loss rates could be directly impacted by changing rainfall patterns and increased extreme events. In the arc of deforestation, the effect could be even worse, since the Amazon region has been suffering from these changes. Thus, this study aims to estimate future soil loss in the arc of deforestation under different climate change scenarios. As the analysis of the impact of climate change on the erosion process is hampered by the lack of data, especially in regions with scarcity of this information, such as the Amazon, firstly, data from satellite products (TRMM, CHIRPS, CMORPH) were used as alternative source for filling gaps in historical rainfall series, to know historical soil loss (1998-2018). Then, the projections of the regional model Eta-MIROC5 in the RCP8.5 and RCP4.5 were used to estimate the rainfall erosivity factor (R) and calculate the future soil loss through the USLE model. As for soil loss, for the historical period, the average obtained was $122.65 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$. While, in the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios, a reduction in the average soil loss was observed in almost every year. Furthermore, the average annual projected soil loss for the future were all classified as high, ranging from 64.68 to $123.66 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ in the RCP4.5 scenario and from 92.84 to $118.26 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ in RCP8.5. Furthermore, it was verified in the spatial distribution of soil loss that the highest values were concentrated in the central and northeastern portion of the arc, an area that is characterized by the presence of agricultural activities. Finally, it is noteworthy that even with possible underestimations of future soil loss, the present study represents the first assessment of large-scale soil loss in the deforestation's arc, providing an overview that can be useful for the ground's conservation planning.

Keywords: Climate change, RCPs, Rainfall, Soil loss.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - CONCENTRAÇÕES CRESCENTES DE CO ₂ OBSERVADAS NA ATMOSFERA AO LONGO DE 60 ANOS.	26
FIGURA 2 - MUDANÇAS NA TEMPERATURA GLOBAL DA SUPERFÍCIE EM RELAÇÃO ÀS TEMPERATURAS MÉDIAS DE 1951-1980.	26
FIGURA 3 - EMISSÕES DE DIÓXIDO DE CARBONO (CO ₂) PARA OS DIFERENTES RCPs, EM COMPARAÇÃO COM AS EMISSÕES HISTÓRICAS.	31
FIGURA 4 - PROCESSOS DA EROÇÃO HÍDRICA.	33
FIGURA 5 - NOMOGRAMA PROPOSTO POR WISCHMEIER ET AL. (1971).	37
FIGURA 6 - ESQUEMA METODOLÓGICO DO TRABALHO.	39
FIGURA 7 - MAPA DA AMAZÔNIA LEGAL COM O ARCO DO DESFLORESTAMENTO E LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS ANALISADAS NO ESTUDO.	40
FIGURA 8 - ILUSTRAÇÃO DO FORMATO DA PLANILHA OBTIDA NA PLATAFORMA GIOVANNI.	42
FIGURA 9 - ILUSTRAÇÃO DA LEITURA DOS DADOS NETCDF NO FERRET.	43
FIGURA 10 - INTERFACE DO SOFTWARE OPENGRADS.	44
FIGURA 11 - DESCRIÇÃO DA FORÇA DA CORRELAÇÃO LINEAR.	46
FIGURA 12 - DISPERSÃO ENTRE OS DADOS OBSERVADOS DA ANA E OS DADOS ESTIMADOS PELOS SATÉLITES E O VALOR DE R ² POR ESTADO DA REGIÃO AMAZÔNICA.	53
FIGURA 13 - DISTRIBUIÇÃO MENSAL DA PRECIPITAÇÃO ACUMULADA, ENTRE 1998 E 2018, PARA OS ESTADOS DA REGIÃO AMAZÔNICA DE ACORDO COM AS ESTIMATIVAS DO TRMM E OS DADOS OBSERVADOS NAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS.	59
FIGURA 14 - DISTRIBUIÇÃO MENSAL DA PRECIPITAÇÃO ACUMULADA, ENTRE 1998 E 2018, PARA OS ESTADOS DA REGIÃO AMAZÔNICA DE ACORDO COM AS ESTIMATIVAS DO CHIRPS E OS DADOS OBSERVADOS NAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS.	59
FIGURA 15 - DISTRIBUIÇÃO MENSAL DA PRECIPITAÇÃO ACUMULADA, ENTRE 1998 E 2018, PARA OS ESTADOS DA REGIÃO AMAZÔNICA DE ACORDO COM AS ESTIMATIVAS DO CMORPH E OS DADOS OBSERVADOS NAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS.	60
FIGURA 16 - POTENCIAL EROSIVO DA CHUVA NOS ESTADOS QUE FAZEM PARTE DO ARCO DO DESFLORESTAMENTO.	64
FIGURA 17 - PROJEÇÕES DO FATOR R (MJ MM HA ⁻¹ H ⁻¹ ANO ⁻¹) PARA OS CENÁRIOS RCP4.5 E RCP8.5.	65
FIGURA 18 - FATOR ERODIBILIDADE DOS SOLOS (K) PARA O ARCO DO DESFLORESTAMENTO DA AMAZÔNIA.	66

FIGURA 19 - CLASSES DO FATOR TOPOGRÁFICO (LS) PARA O ARCO DO DESFLORESTAMENTO.....	67
FIGURA 20 - CLASSES DE USO E OCUPAÇÃO DO SOLO PARA O ARCO DO DESFLORESTAMENTO.....	69
FIGURA 21 - PERDA ANUAL MÉDIA DE SOLO PARA O PERÍODO HISTÓRICO (1998-2018) E PARA OS CENÁRIOS RCP4.5 E RCP8.5.....	71
FIGURA 22 - RISCO DE PERDA DE SOLO NO ARCO DE DESFLORESTAMENTO PARA O PERÍODO HISTÓRICO (1998-2018) E PARA OS CENÁRIOS RCP4.5 E RCP8.5.....	74

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - CENÁRIOS DO AR5.	30
TABELA 2 - RESUMO DOS TRÊS PRODUTOS DE PRECIPITAÇÃO A SEREM AVALIADOS NESTE ESTUDO.....	41
TABELA 3 - CRITÉRIOS DE AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO PARA OS ÍNDICES ESTATÍSTICOS R^2 , PBIAS E D.....	47
TABELA 4 - CLASSES DE INTERPRETAÇÃO DOS VALORES DE ERODIBILIDADE DO SOLO (K)...	49
TABELA 5 - VALORES DE C PARA DIFERENTES CLASSES DE USO DA TERRA.	51
TABELA 6 - RESUMO DAS MÉTRICAS ESTATÍSTICAS PARA AVALIAÇÃO DE PRODUTOS DE PRECIPITAÇÃO PARA OS ESTADOS DA AMAZÔNIA.....	54
TABELA 7 - FAIXA DE VARIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO E FATOR R PARA OS CENÁRIOS ESTUDADOS.	62
TABELA 8 - ÁREA E FATOR K PARA CADA TIPO DE SOLO.....	66
TABELA 9 - CLASSES DE USO DO SOLO E FATOR C NO ARCO DO DESFLORESTAMENTO.	68
TABELA 10 - CLASSES DE PERDA DE SOLO.	70
TABELA 11 – PERDA DE SOLO ANUAL E AS MUDANÇAS PERCENTUAIS PARA AS PROJEÇÕES CLIMÁTICAS EM COMPARAÇÃO COM O PERÍODO HISTÓRICO (1998-2018).....	72
TABELA 12 - ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS DA AMAZÔNIA LEGAL UTILIZADAS NO ESTUDO..	101
TABELA 13 - ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS DO ARCO DO DESFLORESTAMENTO UTILIZADAS NO ESTUDO.....	105

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ANA	Agência Nacional das Águas e Saneamento Básico
AR5	5° Relatório do IPCC
CanESM2	Canadian Earth System Model Version 2
CCSR	Center for Climate System Research
CHG	Climate Hazards Group
CHIRPS	Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations
CHPClim	Climate Hazards Group's Precipitation Climatology
CMORPH	CPC Morphing Technique
CPC	Climate Prediction Center
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSV	Comma Separated Values
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FAO	Food and Agricultural Organization
GCMs	General Circulation Models
GEE	Gases do Efeito Estufa
GeoTiff	Georeferenced Tagged Image File Format
Giovanni	GES Interactive Online Visualization and Analysis Infrastructure
HadGEM2	Hadley Centre Global Environmental Model Version 2
HDF	Hierarchical Data Format
IDW	Inverse Distance Weighted
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	Infravermelho

JAMSTEC	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
MAE	Erro absoluto médio
MDE	Modelo Digital de Elevação
MFI	Índice de Fournier Modificado
MIROC5	Model for Interdisciplinary Research on Climate Version 5
MUSLE	Modified Universal Soil Loss Equation
MW	Microondas
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NetCDF	Network Common Data Format
NIES	National Institute of Environmental Studies
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PBIAS	Viés Percentual
PBMC	Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas
PMEL	Pacific Marine Environmental Laboratory
RCMs	Regional Climate Models
RCPs	Representative Concentration Pathways
RMSE	Raiz quadrada do erro-médio
RUSLE	Revised Universal Soil Loss Equation
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SRO	Sensoriamento Remoto Orbital
TCL	Tool Command Language
TMAP	Thermal Modeling and Analysis Project
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UCSB	University of California, Santa Barbara

USGS	US Geological Survey
USLE	Universal Soil Loss Equation
VIS	Faixa do visível
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1. OBJETIVOS	18
1.2.1. Geral	18
1.2.2. Específicos	18
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	19
2.1. ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO EM SUPERFÍCIE	19
2.1.1. Preenchimento de falhas	20
2.2. ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITE	22
2.3. MUDANÇAS CLIMÁTICAS	25
2.3.1. General Circulation Models (GCMs)	28
2.3.2. Representative Concentration Pathway (RCPs)	29
2.4. EROÇÃO HÍDRICA	32
2.5. UNIVERSAL SOIL LOSS EQUATION (USLE)	34
2.5.1. Fator de erosividade da chuva (R)	35
2.5.2. Fator de erodibilidade do solo (K)	36
2.5.3. Fator topográfico (LS)	37
2.5.4. Fator de uso e manejo do solo (C)	38
2.5.5. Fator de prática conservacionista (P)	38
3. MATERIAL E MÉTODOS	39
3.1. ÁREA DE ESTUDO	39
3.2. PREENCHIMENTO DE FALHAS	40
3.2.1. Dados utilizados	40
3.2.1.1. Precipitação obtida em postos pluviométricos	40
3.2.1.2. Precipitação pluviométrica estimada por sensoriamento remoto	41

3.2.2. Regressão linear simples.....	44
3.2.3. Análise de desempenho.....	45
3.3. EROSÃO DO SOLO	47
3.3.1. USLE.....	47
3.3.1.1. Fator erosividade da chuva (R).....	47
3.3.1.2. Fator erodibilidade do solo (K)	49
3.3.1.3. Fator topográfico (LS)	50
3.3.1.4. Fator de uso e manejo do solo (C).....	50
3.2.1.1. Fator de práticas conservacionistas (P).....	51
4. RESULTADOS.....	52
4.1. AVALIAÇÃO DOS PRODUTOS DE SATÉLITE PARA PREENCHIMENTO DE FALHAS EM SÉRIES DIÁRIAS DE PRECIPITAÇÃO	52
4.2. USLE.....	62
4.2.1. Fator erosividade da chuva (R)	62
4.2.2. Fator erodibilidade do solo (K).....	66
4.2.3. Fator topográfico (LS).....	67
4.2.4. Fator de uso e manejo do solo (C).....	68
4.2.5. Perda de solo no arco do desflorestamento	69
5. CONCLUSÃO	77
REFERÊNCIAS	79
APÊNDICE A.....	101
APÊNDICE B.....	105

1. INTRODUÇÃO

A erosão hídrica é uma das principais causas da degradação do solo em todo o mundo (BERBEROGLU et al., 2020). Segundo Gianinetto et al. (2020), o uso inadequado da terra e as mudanças climáticas terão uma influência negativa nesse fenômeno. Já se observa que a dinâmica dos processos erosivos está mudando junto com as novas tendências dos padrões pluviométricos, decorrente das mudanças no clima (NADAL-ROMERO et al., 2015). Para Coyle et al. (2016), o solo é um dos elementos mais sensíveis às mudanças climáticas devido à alta vulnerabilidade deste elemento a qualquer mudança nas variáveis climáticas, especialmente temperatura e precipitação. Todavia, em várias partes do mundo, esse problema não é bem compreendido, muitas vezes por falta de informação ou dados.

De acordo com Chang-Guang et al. (2011), para se conhecer a perda de solo em determinada região é necessário, primeiramente, a aquisição de dados históricos de precipitação. No entanto, em certas localidades as redes pluviométricas disponíveis não fornecem dados adequados para esse tipo de estudo. Na região amazônica, verifica-se que a densidade de pluviômetros é baixa e o registro da quantidade de chuva que chega à superfície é incerta, devido às inúmeras falhas existentes nas séries históricas de precipitação (PAIVA et al., 2011). Nesse contexto, faz-se necessário a adoção de alternativas que sirvam de auxílio para suprir as deficiências de dados de precipitação, como métodos de preenchimento de falhas e produtos de satélites.

Para Kim et al. (2016), inúmeros produtos de satélites estão sendo usados em estudos hidrológicos no mundo todo. Dentre esses produtos, destacam-se o *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), *Climate Hazards group Infrared Precipitation with Stations* (CHIRPS) e *Climate Prediction Center Morphing Method* (CMORPH), que são exemplos de conjuntos de dados de precipitação distribuídos em grades equidistantes gerados a partir de observações em estações meteorológicas e informações de sensoriamento remoto (Harris et al., 2013).

Além do mais, para compreender e prever a perda de solo sob influência das mudanças do clima, utilizam-se modelos climáticos, denominados *Global Circulation Models* (GCMs). Os GCMs são modelos matemáticos complexos capazes de simular o comportamento da atmosfera da Terra, oceano e superfície terrestre em três dimensões (RESHMIDEVI et al., 2017). Segundo Hannah (2015), esses modelos

são as ferramentas mais avançadas para simular a resposta do sistema climático global ao aumento das concentrações de gases de efeito estufa (GEE).

Para Vantas et al. (2020), diferentes cenários de concentrações futuras de GEE são empregados para descrever um conjunto de futuros climáticos que conduzem os GCMs. Assim sendo, o *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), no seu quinto relatório (AR5), propuseram os *Representative Concentration Pathways* (RCPs), sendo eles: RCP8.5, RCP6.0, RCP4.5 e RCP2.6. Os RCPs são trajetórias de emissões e concentrações de GEE que fornecem suporte a estudos dos impactos e potenciais repostas políticas para a adaptação às mudanças climáticas, considerando-se diferentes forçantes radiativas (VAN VUURREN et al., 2011). Nesse contexto, para se compreender os efeitos das mudanças do clima na erosão do solo é indispensável a utilização dos GCMs e RCPs.

A erosão do solo é um fenômeno que ocorre quando as gotas de chuvas atingem a superfície do solo e desagregam suas partículas, fazendo com que entrem em suspensão e sejam arrastadas (CARVALHO, 2013). Segundo Wischmeier e Smith (1978), a precipitação é a principal força motriz da erosão do solo e tem influência direta no desprendimento das partículas. A água como agente erosivo pode ser representada pela erosividade das chuvas (R), fator importante e dominante na *Universal Soil Loss Equation* (USLE), método amplamente utilizado no mundo para previsão e avaliação da perda do solo.

Inúmeros estudos mostram que as mudanças climáticas podem afetar significativamente a erosão do solo (PLANGOEN et al., 2013; ZHANG et al., 2010; PARK et al., 2011). Um dos impactos diretos das mudanças climáticas na erosão é a interferência no poder erosivo das chuvas (PANAGOS et al., 2017). Segundo Mondal et al. (2016), à medida que as chuvas aumentam ocorre o aumento da erosividade, o que pode elevar o poder de desagregação e transporte das partículas do solo.

De acordo com Parsons (2019), a erosão foi identificada como a maior ameaça à degradação da terra e ao rendimento das culturas na maioria das regiões do mundo. Esse fenômeno pode comprometer as funções do solo e levar à degradação deste (efeitos no local), além de afetar a qualidade e a produtividade dos sistemas de água doce à medida que sedimentos, nutrientes e pesticidas são transferidos para os corpos d'água (efeitos externos) (POESEN, 2018; GARCÍA-RUIZ et al., 2015).

Neste contexto, a previsão da erosão do solo é de grande relevância para projetos de controle e gestão da terra, prevenção da degradação do solo e poluição dos rios (LI XIANGHU et al., 2018). Reconhecendo essa importância e tendo em vista o número pequeno de trabalhos sobre perda de solo e mudanças do clima na região amazônica, o presente estudo buscou estimar a perda de solo futura no arco do desflorestamento em diferentes cenários de mudanças climáticas.

1.1. OBJETIVOS

1.2.1. Geral

Analisar a perda de solo futura no arco do desflorestamento da Amazônia sob influências das mudanças climáticas.

1.2.2. Específicos

- Verificar qual dos três produtos de satélite estudados (TRMM, CHIRPS, CMORPH) é o mais adequado para o preenchimento de falhas de precipitação na Amazônia Legal;
- Calcular a erosividade da chuva histórica de 1998 a 2018, usando dados do produto de satélite;
- Estimar a erosividade da chuva para o ano de 2030 a 2099, usando diferentes cenários climáticos.
- Estimar a perda de solo para cenários futuros no arco do desflorestamento da Amazônia.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO EM SUPERFÍCIE

Convencionalmente, a construção e a manutenção de uma rede de postos pluviométricos localizados em posições geográficas específicas é a forma mais utilizada para obtenção de dados de precipitação (CONTI, 2002). Os aparelhos de referência na coleta de informações de chuva sobre a superfície terrestre são os pluviômetros e pluviógrafos. Os pluviômetros fornecem medidas de precipitação, que apresentam boa precisão em termos de quantidade de chuva no solo, mas que, por outro lado, representam apenas uma área restrita ao redor do pluviômetro. Essa incerteza aumenta à medida que a densidade da rede de precipitação diminui ou o evento de chuva ocorre em pequena escala, como é o caso de fenômenos convectivos de inundação rápida (PAUTHIER et al., 2015).

Segundo Salio et al. (2015), a estimativa da precipitação por meio de pluviômetros é um desafio considerável, especialmente para os países em desenvolvimento da América do Sul, devido aos custos de implementação e manutenção das redes de monitoramento. No Brasil, as informações de volumes precipitados são disponibilizadas pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) em forma de séries históricas no sistema de informações hidrológicas HidroWeb. Comumente, dois fatores dificultam o entendimento desse fenômeno: distribuição e densidade espacial irregular das estações pluviométricas; e o grande número de lacunas nos dados das séries históricas (FENSTERSEIFER et al., 2016).

O primeiro fator é identificado em muitas regiões devido ao número reduzido de estações pluviométricas e devido à grande distância entre os postos de medição. A região amazônica, por exemplo, possui um total de 1490 estações pluviométricas com uma densidade de 3.343,91 km²/estação, ressaltando que a densidade mínima recomendada pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM) para a região é de 575 km²/estação (ISHIHARA et al., 2013).

De acordo com Oliveira et al. (2010), o segundo problema é gerado pela ausência do observador, acessibilidade da estação, falhas nos mecanismos de registro, perda das anotações ou das transcrições dos registros pelos operadores e pelo encerramento das observações. Além do mais, o fato da medição de chuva por pluviômetros ser limitada em poucos pontos espacialmente distribuídos e de forma descontínua no tempo, podendo gerar inúmeras limitações na análise dessa

variável. Tendo em vista que, a chuva é um fenômeno que possui uma distribuição espaço-temporal contínua (VARIKODEN et al., 2012).

Esse conjunto de limitações nas medições de chuva a partir de dados pluviométricos incentivou o desenvolvimento de outras técnicas que auxiliassem na qualidade dos dados medidos em solo. Tal como, os métodos de preenchimento de falhas e técnicas advindas do Sensoriamento Remoto Orbital (SRO), que possibilitam observações em qualquer parte da Terra e em pequenos intervalos de tempo, contribuindo para melhor compreensão das precipitações em regiões que não possuem rede de observações satisfatória (LIU e SHIH, 2013).

2.1.1. Preenchimento de falhas

A precipitação é uma parte importante do ciclo hidrológico. Uma das primeiras etapas de qualquer estudo hidrológico e meteorológico é a obtenção de dados confiáveis de precipitação (SATTARI et al., 2016). Para Miró et al. (2017), a disponibilidade desses dados hidrológicos, com qualidade e comprimento adequados, é vital para o planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos. Todavia, os dados de precipitação são frequentemente incompletos ou inexistentes (SATTARI et al., 2016). Esse problema, segundo Radi et al. (2015), é particularmente mais significativo nos países em desenvolvimento, onde as estações de medição são escassas e há grandes falhas nas séries históricas. Para Caldera et al. (2016), essas falhas existentes podem ocorrer por várias razões, tais como: erros nos mecanismos de registro, instrumentos de medição danificados, erros nas medições, perda de anotações ou das transcrições dos registros etc.

No Brasil, a Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) e o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) são os principais bancos de dados meteorológicos do país, em ambos, são identificadas falhas diárias, mensais e anuais nas séries históricas, muitas vezes inviabilizando o uso dessas séries (DE CARVALHO et al., 2017). De acordo com Caldera et al. (2016), o uso de uma série de dados pluviométricos com valores ausentes pode influenciar o poder estatístico e a precisão de um determinado estudo. Assim como, para Harel e Zhou (2007), ignorar esses dados ausentes pode levar a resultados tendenciosos na análise de dados.

Dessa forma, torna-se necessária a utilização de métodos para preenchimento de falhas em locais onde não foi possível registrar, com precisão e

consistência, dados de precipitação (LI-JING et al., 2015). A estimativa precisa desses dados ausentes, segundo Aissia et al. (2017), é uma tarefa difícil, principalmente, em grandes bacias hidrográficas, com redes esparsas de pluviômetros e grande número de falhas. Além disso, a precipitação, por sua alta variabilidade espaço-temporal, é uma variável de difícil análise (AGUILERA et al., 2020).

Assim, inúmeros métodos de preenchimento de falhas são empregados com o intuito de obter maior exatidão nas estimativas de dados ausentes (BABA et al., 2014). Dentre eles podem ser destacados os métodos baseados em estatística e inteligência artificial (CAMPOZANO et al., 2014). De acordo com Githungo et al. (2016), os métodos de regressão são uma abordagem importante para o preenchimento de falhas em séries históricas. Esses métodos são baseados em técnicas estatísticas cujo escopo é investigar e modelar a relação entre variáveis (VILLAZÓN e WILLEMS, 2010).

A análise de regressão tem por objetivo descrever através de um modelo matemático, as relações existentes entre duas ou mais variáveis, a partir de um número de observações dessas variáveis. Na regressão linear, há um relacionamento funcional entre variáveis correlacionadas. Um parâmetro denominado de variável independente é utilizado na predição de outro, que recebe o nome de variável dependente (HAIR et al., 2014).

Em seus estudos, Xia et al. (1999) e Pizarro et al. (2009) usaram a regressão linear simples e múltipla para prever os dados ausentes de temperatura e precipitação, respectivamente. Alfaro e Pacheco (2000) aplicaram diferentes métodos para estimar dados de precipitação ausentes, incluindo o modelo de regressão linear simples. Os resultados de Xia et al. (1999), Pizarro et al. (2009) e Alfaro e Pacheco (2000) confirmaram que a abordagem mais adequada para o preenchimento de falhas é o método de regressão.

Githungo et al. (2016) propuseram em seu trabalho o uso de dados de satélite como fonte alternativa para o preenchimento de falhas em séries de precipitação. O método de regressão, usando estimativas de precipitação por satélite, foi testado pelos autores para preencher os dados ausentes de nove estações pluviométricas na região de Kitui, no Quênia. Os resultados sugerem que as estimativas de precipitação por satélite podem ser usadas como uma fonte alternativa de dados para séries de precipitação que apresentam grande ausência de dados.

Na região amazônica, Silva et al. (2019) utilizaram o método de regressão linear simples e dados do satélite CMORPH CRT para realizar o preenchimento de falhas nas séries históricas de precipitação. Os autores verificaram que os dados preenchidos, usando a técnica CMORPH, mostraram uma boa correlação com a precipitação observada; concluindo, que esse método aumentou a quantidade de dados de precipitação e favoreceu a estimativa da erosividade na região.

Portanto, séries históricas de precipitação, longas e confiáveis, são de fundamental importância para estudos hidrológicos, monitoramento do transporte hidroviário, agricultura, saúde, energia, prevenção de desastres naturais, entre outros (DE CARVALHO et al., 2017). Sendo assim, devido à escassez e incompletude desses dados, os métodos de preenchimento de falhas aliados às estimativas de precipitação por satélites tornaram-se importantes para regiões com carência dessas informações.

2.2. ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITE

As estimativas de precipitação por satélite começaram em 1970 com o advento dos satélites meteorológicos (CHAPPELL et al., 2013). Segundo Perez et al. (2013), satélites meteorológicos são instrumentos ópticos localizados no espaço que orbitam a Terra, podendo ter uma órbita polar ou geoestacionária. Neles estão instalados sensores que detectam a radiação eletromagnética em determinados comprimentos de onda e monitoraram a Terra.

Os primeiros métodos de estimativa de precipitação por satélite fundamentavam-se em faixas de comprimento de onda correspondente ao visível (VIS) e infravermelho (IR), os quais correspondem a uma medição indireta, dependente da ocorrência de chuva. Posteriormente, surgiram metodologias que utilizavam imagens de sensores de micro-ondas (MW), que correspondem fisicamente à presença de água e/ou cristais de gelo dentro da nuvem e não apenas na superfície (LEVIZZANI, 1999).

Satélites que utilizam sensores da faixa do visível (VIS) seguem a premissa que tons mais brilhantes representam áreas com alta reflectância, correspondendo a nuvens mais espessas que produzem uma maior precipitação. Entretanto, isso nem sempre é verdade, pois o brilho não é função apenas da espessura das nuvens. A dimensão da nuvem e sua orientação em relação ao feixe incidente é importante para determinar seu brilho. Dessa forma, raramente são usados somente os dados

da banda visível para a estimativa de chuva, visto que, a relação entre o brilho da nuvem e a formação de chuva é fraca (VARMA, 2018).

Os sensores de raios infravermelhos (IR) medem a temperatura de brilho do topo das nuvens. Seguem o princípio que a temperatura do brilho no topo da nuvem é um indicador da altura da nuvem e que os topos mais altos e mais frios produzem maior precipitação. Essa suposição nem sempre está correta, dado que, as nuvens mais frias nem sempre geram mais chuva. No entanto, percebe-se que a relação entre a taxa de chuva e a temperatura do brilho nas imagens IR é mais forte em comparação com a taxa de chuva e o brilho das nuvens nas imagens VIS (VARMA, 2018).

Devido às limitações existentes nos sensores VIS e IR para estimar a precipitação, passou-se a utilizar sensores passivos de MW. A radiação de MW pode interagir com os hidrometeoros (gotas de nuvem e cristais de gelo), com base nessas interações dois processos podem ser usados para estimar a precipitação: emissão e dispersão (KIDD e HUFFMAN, 2011). O processo de emissão de gotículas de chuva leva a um aumento na radiação de MW. Já a dispersão, causada pela precipitação de partículas de gelo, leva a uma diminuição na radiação de MW recebida. A magnitude desses efeitos depende do tamanho e da concentração das partículas. No entanto, esses processos não podem ser observados em todas as superfícies. Sobre a água, onde a emissividade de fundo é baixa, a emissão de gotas de chuva pode ser usada para quantificar a chuva. Nas superfícies terrestres, as emissões das gotículas de chuva sofrem interferência devido à emissividade de fundo ser mais alta e variável (KIDD e HUFFMAN, 2011).

Desta forma, estimativas com MW em continentes tendem a subestimar precipitações produzidas por nuvens com pouca ou nenhuma quantidade de gelo, como é o caso de nuvens orográficas em regiões subtropicais e tropicais (PETTY, 1995). Estimativas com sensores passivos de MW também possuem uma menor resolução temporal, uma vez que estão a bordo de satélites em órbita polar (JOYCE et al., 2004).

As medições com sensores VIS e IR são mais adequadas para estudo de longo prazo com valores médios, enquanto produtos derivados de sensores de MW são mais adequados para medições instantâneas de precipitação (KIDD, 2001). Dessa forma, acredita-se que os melhores produtos de medição de precipitação, com satélites, são os que integram dados dos sensores IR e MW. Atualmente,

inúmeros produtos de precipitação de satélite de múltiplas fontes estão disponíveis em escala quase global (WANG et al., 2017; XU et al., 2017). Como exemplo, tem-se: *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), *Climate Hazards group Infrared Precipitation with Stations* (CHIRPS) e *Climate Prediction Center Morphing Method* (CMORPH).

Vários estudos estão sendo realizados para avaliar esses produtos de precipitação por satélite para diferentes áreas do mundo. Maidment et al. (2013) analisaram estimativas de chuvas derivadas de sete satélites e concluíram que essas precipitações produziam padrões semelhantes às observações terrestres. Soo et al. (2019) avaliaram três produtos de satélite na Malásia e relataram que o TRMM apresentou melhor desempenho na bacia do rio Kelantan em comparação com o CMORPH e PERSIANN. Zhao e Ma (2019) analisaram quatro produtos de estimativa de precipitação baseados em satélites (CMORPH, CHIRPS, TRMM e PERSIANN) para o monitoramento de seca, e constaram que o CHIRPS e TRMM-3B43 podem ser usados como técnicas de monitoramento de seca quase em tempo real.

Na Amazônia, Almeida et al. (2015) avaliaram os dados de precipitação pluvial via satélite no estado do Amazonas, comparando as estimativas do produto 3B43 do satélite TRMM (2004-2008) com dados de sete estações meteorológicas convencionais. Os autores obtiveram um coeficiente de correlação igual a 0,83, concluindo que as estimativas de precipitação pluvial do produto 3B43 podem ser utilizadas como uma fonte alternativa de dados de qualidade. Cavalcante et al. (2020) compararam a precipitação mensal, os índices anuais de precipitação e suas tendências calculadas usando dados CHIRPS e observações dos pluviômetros. Os dados diários do CHIRPS forneceram precipitação mensal média semelhante à obtida com os dados das estações pluviométricas. Por outro lado, o produto CHIRPS tendeu a subestimar os valores dos meses mais chuvosos. Dessa forma, os autores ressaltaram que esses dados não são recomendados para estudos de eventos extremos, nem para projetar estruturas hidráulicas ou estudos de inundação.

Ainda na região amazônica, Pereira Filho et al. (2015) efetuaram comparações de estimativas de precipitação do CMORPH com informações de pluviômetros na bacia Amazônica nos anos de 2003 e 2004, em escalas de tempo diária, mensal e anual. Os autores relatam que a correlação entre a precipitação derivada de satélite e a determinada por estação pluviométrica aumenta com o período de acumulação, variando de diário para mensal, principalmente durante a

estação chuvosa. Ainda na região, Silva et al. (2019) utilizaram as estimativas do CMORPH para fazer preenchimento de falhas nas séries históricas de precipitação, determinando a distribuição espacial e temporal da erosividade das chuvas.

2.3. MUNDANÇAS CLIMÁTICAS

As evidências científicas sobre a ocorrência de mudanças do clima em nível mundial vêm despertando interesse e preocupação na sociedade, na política e na comunidade científica. A Organização Meteorológica Mundial e o Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente criaram, em 1988, o *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), com a finalidade de elaborar trabalhos científicos sobre cenários futuros de mudanças climáticas e avaliações do clima. Outra missão do IPCC é avaliar a informação científica, técnica e socioeconômica, relevante para entender os riscos induzidos pelas mudanças climáticas na população humana (MARENGO, 2008).

O IPCC conceitua mudanças climáticas como sendo uma alteração no clima, podendo ser identificado por mudanças na média e/ou variação das suas propriedades, e que persiste por um período prolongado de tempo, normalmente por décadas. A mudança do clima pode decorrer de processos naturais internos ou de forças externas, bem como de persistentes mudanças antropogênicas na composição da atmosfera ou no uso da terra (IPCC, 2020).

Em um estado climático de equilíbrio, a energia solar absorvida pelo sistema da Terra, cerca de 342 W/m^2 ao longo de um ano, é balanceada por meio da radiação de ondas longas (radiação infravermelha) que é emitida para o espaço, existindo assim um equilíbrio radiativo no topo da atmosfera (BARRY e CHORLEY, 2013). Entretanto, nos últimos 150 anos, a elevação da temperatura média global é tratada pelo IPCC como antinatural, contrária à perfeita ordenação e equilíbrio do sistema climático, o que só poderia ocorrer em consequência da interferência humana. As Figuras 1 e 2 apresentam as concentrações de dióxido de carbono (CO_2) crescentes na atmosfera e a mudança na temperatura global, respectivamente.

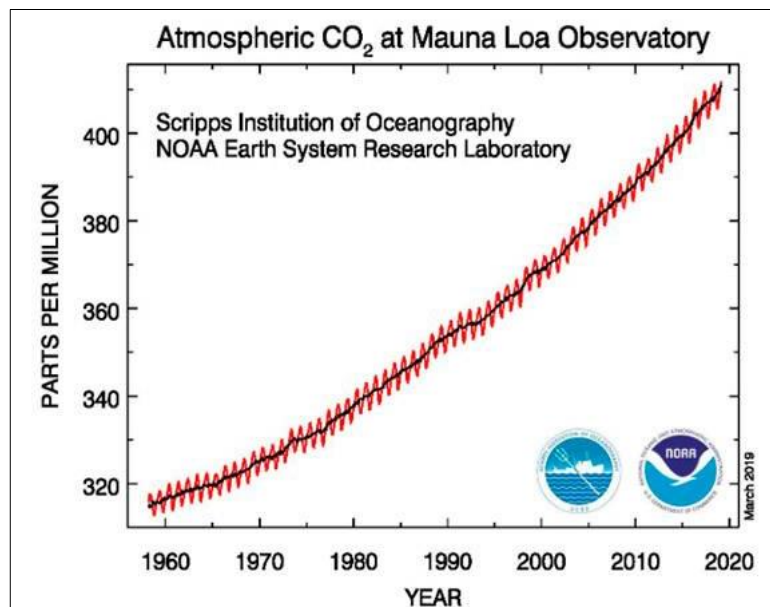


Figura 1 - Concentrações crescentes de CO₂ observadas na atmosfera ao longo de 60 anos.
Fonte: NOAA, 2020.

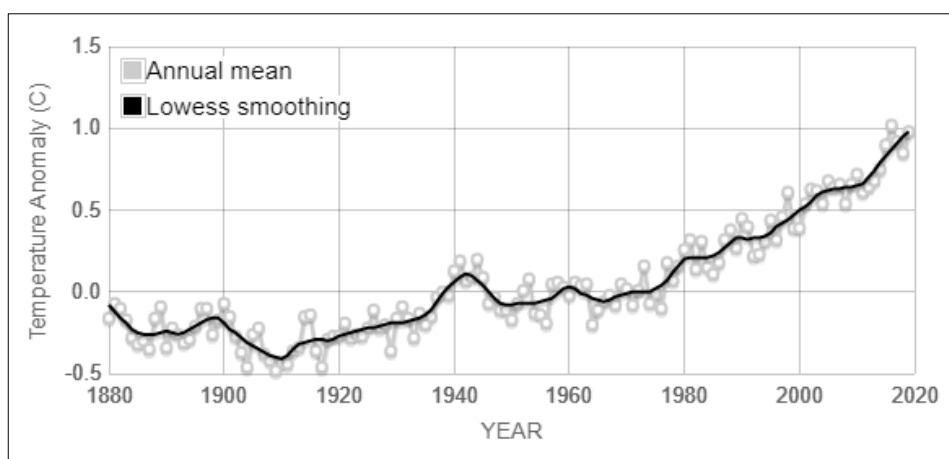


Figura 2 - Mudanças na temperatura global da superfície em relação às temperaturas médias de 1951-1980.

Fonte: NASA's Goddard Institute for Space Studies (GISS), 2020.

Em seu último relatório, o IPCC-AR5 enfatiza a necessidade de uma redução imediata das emissões dos GEE em todo o mundo, a fim de que o aumento da média de temperatura do ar não ultrapasse 2°C até o fim do século, limite, ao qual, os cientistas afirmam que o planeta estaria condenado a um futuro de efeitos devastadores. Para Nobre (2010), o aumento da temperatura pode ocasionar modificações nos padrões de chuvas e alterações na distribuição de extremos climáticos, tais como, secas, inundações, penetração de frentes frias etc. Nesse contexto, Zhang et al. (2017) também apontam que a intensidade e a frequência de eventos extremos de precipitação aumentarão na maioria das regiões do mundo.

Dada a importância de se conhecer o clima futuro, no Brasil, foi criado o Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC), nos moldes do IPCC, cuja finalidade é fornecer avaliações científicas relacionadas às mudanças climáticas no Brasil, considerando impactos, vulnerabilidade, adaptação e mitigação. Os resultados deste relatório condizem com as projeções de aumento de temperatura e de frequência de eventos extremos projetadas pelo AR5, principalmente em toda a América do Sul (PBMC, 2014).

O PBMC aponta para o Brasil uma oscilação de +40% a -50% na precipitação e de 0,5 °C a 5,5 °C na temperatura, em relação aos níveis verificados no final do século XX. Além disso, outro aspecto levantado pelo painel é a alta probabilidade do aumento da ocorrência de eventos extremos de secas e estiagens, especialmente nos biomas Amazônia, Cerrado e Caatinga. Na Amazônia, a temperatura deverá aumentar progressivamente de 1 °C a 1,5°C até 2040 – com diminuição de 25% a 30% no volume de chuvas – entre 3 °C e 3,5°C no período de 2041 a 2070 – com redução de 40% a 45% na ocorrência de chuvas – e entre 5°C a 6°C entre 2071 a 2100, para os cenários de maiores emissões de gases de efeito estufa.

Para Carvalho et al. (2020), compreender a vulnerabilidade da floresta amazônica às mudanças climáticas é um grande desafio, tendo em vista a complexa interação entre os sistemas humanos e naturais. Considerado um dos sistemas terrestres essenciais para o equilíbrio do sistema climático global, o futuro da Amazônia é um tema de preocupação global (IPCC, 2013).

Dessa forma, é de grande relevância prever e compreender as mudanças climáticas futuras, especialmente em regiões de importância mundial, como a Amazônia. De acordo com Khan et al. (2018), para avaliar essas mudanças no sistema climático normalmente são utilizados os *General Circulation Models* (GCMs) ou Modelos de Circulação Global. Esses modelos simulam o clima em resposta as variações da concentração dos gases do efeito estufa, sendo capazes de descrever as interações entre atmosfera, solo, vegetação e oceanos (MARENGO et al., 2012; MELLO et al., 2015). Além do mais, essas ferramentas possibilitam entender como as mudanças climáticas podem afetar o mundo por meio de projeções de variáveis climáticas como temperatura e precipitação.

2.3.1. General Circulation Models (GCMs)

Os GCMs são modelos matemáticos que expressam processos físicos e químicos que ocorrem na atmosfera e suas interações com outros componentes de outros sistemas, servindo como ferramentas de grande importância na previsão das tendências de comportamento das variáveis climáticas e projeções do clima futuro (TEIXEIRA et al., 2014). Estes possibilitam prever as condições do tempo para vários dias, dependendo da região e do estado da atmosfera, com alto grau de confiança (MARENGO et al., 2016). Além disso, para Stocker et al. (2013), esses modelos são os instrumentos mais avançados, atualmente disponíveis, para simular a resposta do sistema climático ao aumento das concentrações de GEE.

Um dos modelos globais amplamente empregado é o *Model for Interdisciplinary Research on Climate* (MIROC5). Esse modelo foi desenvolvido em conjunto pelo *National Institute of Environmental Studies* (NIES), *Center for Climate System Research* (CCSR) e *Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology* (JAMSTEC) (IPCC, 2013), e está atualmente na sua 5ª versão. Segundo Watanabe et al. (2010), o componente atmosférico do MIROC5 apresenta uma resolução horizontal de aproximadamente 150 km e 40 níveis verticais na atmosfera (CHOU et al., 2014). Além disso, o componente oceânico desse modelo é o *Climate System Research Ocean Component Model* (COCO 4.5), com 50 níveis de profundidade e 1° de resolução horizontal.

As projeções dos GCMs possuem resolução espacial de até várias centenas de quilômetros, o que não é, muitas vezes, adequado para capturar os detalhes necessários do comportamento do clima em escalas regional e local (CHOU et al., 2014; JANG et al., 2017). Dessa forma, buscando melhorar a resolução espacial dos GCMs empregam-se técnicas de redução de escala denominadas regionalização ou “downscaling” utilizando os *Regional Climate Models* (RCMs), que permitem melhor detalhamento espacial e temporal das variáveis meteorológicas do sistema climático da terra (FESER et al., 2011; MANDLE et al., 2017).

Os “downscaling” consistem basicamente em: (a) métodos dinâmicos, que utilizam modelos numéricos regionais, com maior resolução e as condições de contorno do modelo global (McGREGOR et al., 1993) e, (b) métodos estatísticos, que utilizam funções estatísticas de transferência entre as grades dos modelos (WILBY e WIGLEY, 1997). A utilização dessas técnicas tem possibilitado entender melhor os processos dinâmicos e a física da atmosfera e dos oceanos, como suas

interações com os vários componentes do sistema climático (CHOU et al., 2004; CHOU et al., 2005; MISRA et al., 2003; ALVES et al., 2004).

Para o PBMC (2013), os modelos climáticos globais e regionais são eficientes em reproduzir o padrão sazonal de precipitação e os vários sistemas meteorológicos, tais como ZCAS, ZCIT, para a América do Sul. No entanto, Lyra (2015) ressalta que as projeções climáticas estão sujeitas a inúmeras incertezas que estão associadas às emissões futuras de gases do efeito estufa, atividade solar que afeta o forçamento radiativo do sistema climático, à sensibilidade do clima global e alteração dos padrões regionais das projeções do clima futuro etc.

Mesmo com essas incertezas, no Brasil, inúmeros estudos mostram que os modelos climáticos globais e regionais apresentam projeções de clima futuro mais quente, com taxas que variam entre os modelos e entre os cenários de emissão dos gases do efeito estufa. Para a precipitação, os cenários indicam aumento nos acumulados em algumas regiões e reduções em outras (MARENGO, 2009; CHOU et al., 2014; REBOITA et al., 2014; SÁNCHEZ et al., 2015). Além disso, as projeções de temperaturas mais elevadas têm indicado um aumento na frequência e intensidade de eventos extremos.

Assim sendo, apesar de várias incertezas presentes nesses modelos climáticos, eles podem fornecer uma visão detalhada dos impactos hidrológicos decorrentes de mudanças climáticas, estabelecendo-se como instrumentos indispensáveis para auxiliar nos estudos do clima futuro. Para Chou et al. (2014), esses modelos são a principal ferramenta para gerar informações sobre as mudanças climáticas em diferentes cenários de emissão de gases do efeito estufa. Nesse contexto, definir cenários é importante, uma vez que, esses estabelecem as forças radiativas em situações hipotéticas de emissão de gases de efeito estufa na atmosfera.

2.3.2. Representative Concentration Pathway (RCPs)

O IPCC no seu quinto relatório de avaliação (AR5) apresentaram quatro cenários diferentes de emissões de gases de efeito estufa com projeções que vão até o ano de 2100, esses cenários são denominados *Representative Concentration Pathways* (RCPs) ou Caminhos Representativos de Concentração. Os RCPs são trajetórias de concentração de gases do efeito estufa, descrevendo quatro cenários de possibilidades climáticas dependentes da quantidade dos GEE a serem emitidos

(BURKETT et al., 2014). Os cenários são classificados em uma escala que alterna entre o que é considerado um cenário otimista (RCP 2.6), dois cenários intermediários (RCP4.5 e RCP6.0) e um cenário pessimista (RCP 8.5).

Segundo Aleman et al. (2017), o número que é associado ao RCP representa o valor do fluxo radiativo ao final do século em $W.m^{-2}$. A Tabela 1 apresenta informações acerca dos quatro cenários. É observado que no cenário otimista, o RCP2.6, o crescimento das emissões atinge o pico no meio do século e depois recua. Enquanto que, nos cenários intermediários (RCP4.5 e RCP6.0), as emissões estabilizam-se depois de 2100. No cenário pessimista (RCP8.5), o acréscimo na quantidade de GEE é muito superior em comparação aos demais cenários, tal cenário é caracterizado pelo aumento constante na taxa de radiação.

Tabela 1 - Cenários do AR5.

Nome	Forçamento Radiativo	Concentração (ppm)	Caminho	Modelo
RCP8.5	~8,5 $W.m^{-2}$ em 2100	~1370 CO_2 eq. em 2100	Crescimento após 2100	MESSAGE
RCP6.0	~6 $W.m^{-2}$	~850 CO_2 eq.	Estabilização após 2100	AIM
RCP4.5	~4,5 $W.m^{-2}$	~ 650 CO_2 eq.	Estabilização após 2100	GCAM
RCP2.6	Pico de ~3 $W.m^{-2}$	Pico de ~490 CO_2 eq.	Pico antes de 2100 e declínio	IMAGE

Fonte: adaptado de Van Vuuren et al. (2011).

No AR5 (IPCC, 2014) é verificado que as emissões e forçantes radioativas são constituídas principalmente pela contribuição das emissões de dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O) e dióxido de enxofre (SO_2). No entanto, as categorias dos cenários do IPCC são definidas com base nas concentrações totais equivalentes de CO_2 (em ppm). A Figura 3 apresenta o comportamento de cada cenário RCP comparando-os com as emissões históricas anuais.

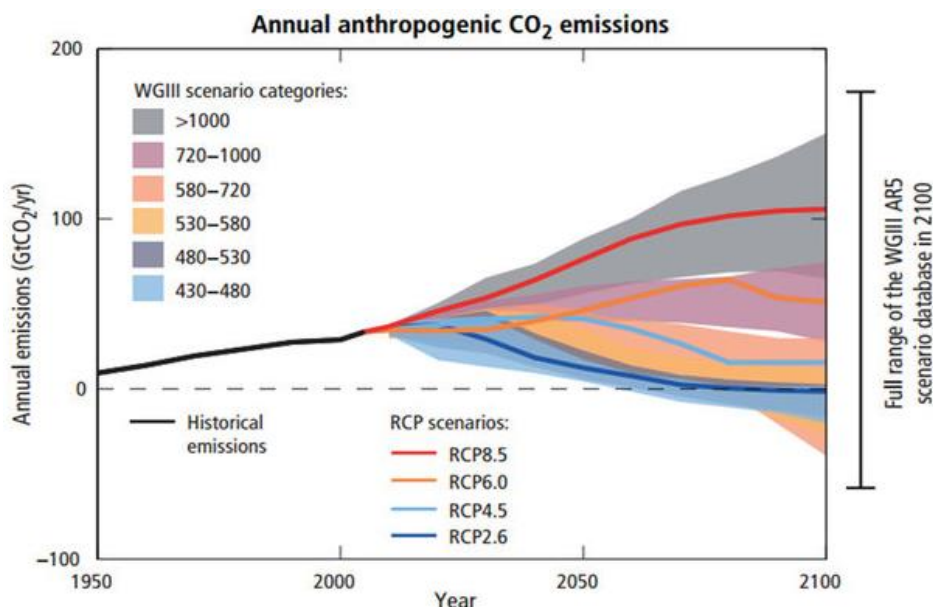


Figura 3 - Emissões de dióxido de carbono (CO₂) para os diferentes RCPs, em comparação com as emissões históricas.
Fonte: IPCC AR5.

Muitos trabalhos vêm utilizando os RCPs para estudar os efeitos das mudanças climáticas de acordo com as diferentes trajetórias de concentração. Na região amazônica, De Souza Costa et al. (2019) projetaram curvas de Intensidade, Duração e Frequência (IDF) para o RCP 4.5 e 8.5, usando dados dos modelos HadGEM2-ES, CanESM2 e MIROC5. No estudo, foi constatado que as curvas simuladas apresentaram diferenças quando relacionadas à curva existente. Para os autores, essas diferenças encontradas representam um aumento nas intensidades máximas diárias de precipitação para os modelos MIROC5 e HadGEM2-ES e uma diminuição para o CanESM2. Ainda na Amazônia, Marengo et al. (2012), Chou et al. (2014) e Siqueira et al. (2015) utilizando cenários de emissões do AR5-IPCC, observaram, em seus estudos, reduções no regime de precipitação e aumento na frequência de eventos extremos na maior parte da Amazônia ocidental.

Para Li e Fang (2016), é importante ressaltar que essas mudanças no padrão de precipitação e aumento de eventos extremos podem impactar também na taxa de erosão do solo. Dessa forma, espera-se que as mudanças climáticas afetem a erosão do solo com base em uma variedade de fatores, incluindo quantidades e intensidades de precipitação, impacto da temperatura na umidade do solo e crescimento das plantas (PLANGOEN e UDMALE, 2017). Nesse contexto, Yang et al. (2003) estudaram as alterações na erosão do solo ocasionadas pelas mudanças

climáticas para todo o mundo e o resultado constatou um aumento de cerca de 9% na taxa de erosão.

2.4. EROSÃO HÍDRICA

A erosão hídrica é um dos mais importantes problemas de degradação do solo e um risco ambiental crítico nos tempos atuais, que tende a se agravar com as variações extremas do clima (BAHADUR et al., 2009). A erosão hídrica não impacta apenas o solo (CHAPLOT, 2013), como aumenta os riscos de assoreamento dos rios e provoca a deterioração da qualidade da água por causa de pesticidas, fertilizantes e nutrientes transportados pelos sedimentos (POESEN, 2018).

Segundo Wischmeier e Smith (1978), a erosão hídrica do solo resulta da ocorrência simultânea de vários fatores associados aos efeitos da erosividade das chuvas e à erodibilidade dos solos, em que os principais fatores estão relacionados às suas características físicas e ao uso do solo (topografia, cobertura vegetal, práticas de conservação e manejo). Os efeitos interativos desses fatores determinam a magnitude e a taxa de erosão.

No entanto, a precipitação é o principal agente responsável por fornecer a energia necessária para a ocorrência da erosão, tanto pelo impacto direto sobre a superfície do solo quanto pela sua capacidade de produzir escoamento superficial (PRUSKI, 2009). As chuvas de alta intensidade têm mais capacidade de romper a estabilidade do solo, além de fornecer menos tempo para que a água infiltre, favorecendo o aumento do escoamento na superfície e, logo, o aumento da probabilidade de ocorrer erosão. A quantidade de chuva também é importante, visto que, uma chuva pode ser de intensidade baixa, mas pode durar um período muito longo, tornando os solos saturados e suscetíveis à erosão (BONNA, 2011).

A erosão hídrica é composta por três etapas: a desagregação, o transporte e a deposição de partículas sólidas. A desagregação ocorre quando as gotas de água da chuva atingem a superfície e destroem a estrutura do solo, separando-o em partículas. Esse processo libera partículas finas do solo que obstruem os poros abertos e condutores de água, reduzindo a infiltração e gerando o escoamento superficial que transporta o material sólido. No momento que a energia do escoamento superficial for insuficiente para transportar o material desagregado ocorrerá a deposição deste (Figura 4) (BLANCO e LAL, 2008).

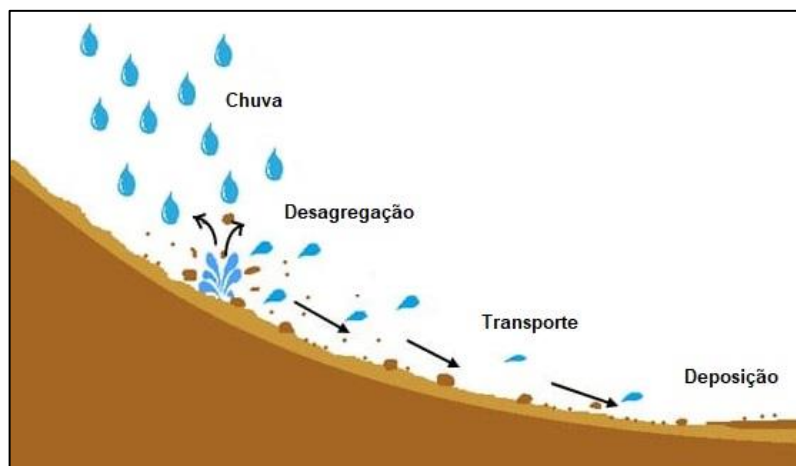


Figura 4 - Processos da erosão hídrica.
Fonte: Zafirah et al. (2017).

Nas regiões tropicais, o desgaste provocado no solo por erosão hídrica é a mais importante forma de degradação do solo (CÂNDIDO et al., 2014). A *Food and Agricultural Organization* (FAO), em 2015 publicou em seu relatório, que as perdas por erosão hídrica estão na faixa de 20 a 30 Gt por ano. No Brasil, Bertoni e Neto (2012) apontam para uma perda anual de aproximadamente 500 milhões de toneladas. Devido ao intenso uso e expansão da fronteira agrícola, acredita-se que as perdas de solo sejam superiores a esse valor, com situações extremamente graves em alguns estados brasileiros (PRUSKI, 2009).

Dessa forma, a quantificação da erosão é importante para determinar seu impacto ambiental. Tal quantificação pode ser realizada por intermédio da modelagem matemática dos processos erosivos, promovendo o desenvolvimento de avaliações confiáveis de previsões de perdas de solo (TOY et al., 2002). Esse procedimento é essencial para a gestão de programas e técnicas voltadas para o controle da erosão. De acordo com Batista (2016), esses modelos preditores de erosão hídrica têm recebido grande atenção por parte de cientistas do solo, devido à dificuldade de medições diretas da erosão em campo.

Dentre esses modelos, a *Universal Soil Loss Equation* (USLE) (WISCHMEIER e SMITH, 1965) tem sido amplamente utilizada para prever e avaliar a erosão do solo em todo o mundo (ZHIJIA et al., 2016). Isso devido a sua abordagem, pois a USLE incorpora a integração dos principais fatores que originam o processo erosivo, tanto os de ordem natural quanto os de ordem antrópica (PHAM et al., 2018).

2.5. UNIVERSAL SOIL LOSS EQUATION (USLE)

Entre 1890 e 1947, os estudos associados à erosão se limitavam ao entendimento e a descrição qualitativa dos principais fatores que afetavam o processo erosivo (AMORIM et al., 2010). Exemplos de trabalhos desse período são o de Cook (1936), que apresentou o termo erodibilidade do solo; Laws (1940) e Ellison (1941) que verificaram que a chuva é o fator determinante da erosão.

Em 1965, foi proposto um modelo empírico denominado *Universal Soil Loss Equation* (USLE). O modelo foi desenvolvido por Wischmeier e Smith junto ao *Agricultural Research Service e a University of Purdue*. A USLE foi elaborada com base na análise dos dados de escoamento superficial e perdas de solos obtidos em mais de 10.000 parcelas experimentais localizada em 47 estações em 24 estados norte-americanos, em condições de chuvas naturais e simuladas (AMORIM et al., 2009).

Dessa forma, têm-se que a USLE (Equação 1) é um modelo de erosão hídrica que prevê a taxa média anual de perda de solo, em longo prazo, com base em séries históricas de precipitação, tipologia do solo, topografia, sistemas de cultivo e práticas de conservação do solo.

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \quad (1)$$

Sendo:

A – Perda de solo por unidade de área ($t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$);

R – Fator de erosividade ($Mj \text{ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$);

K – Fator de erodibilidade ($t \text{ h Mj}^{-1} \text{ mm}^{-1}$);

L – Fator comprimento de declive (-);

S – Fator grau de declive (-);

C – Fator uso e manejo (-);

P – Fator prática conservacionista (-).

A USLE e suas versões revisadas como a MUSLE (WILLIAMS, 1975) e RUSLE (RENARD et al., 1997) são amplamente utilizadas em diversos estudos pelo mundo. Em um desses estudos, Pham et al. (2018) quantificaram a erosão do solo na bacia do rio A Sap, no Vietnã, por meio da USLE utilizando software de sistemas de informação geográfica. Na Itália, Napoli et al. (2016) utilizaram o modelo RUSLE

para desenvolver mapas de perda de solo médio anual. Assim como, Devatha et al. (2015) usaram o modelo USLE para determinar a distribuição espacial da perda de solo e analisar o efeito do uso da terra na bacia hidrográfica de Kulhan, Índia.

No Brasil, Beskow et al. (2009) aplicaram a USLE para estimar o potencial da perda de solo na Bacia do Rio Grande, permitindo a identificação de áreas suscetíveis à erosão para a adoção do manejo da terra. Bem como, Demarchi et al. (2019) estimaram as perdas de solo por erosão laminar e linear na bacia hidrográfica do Ribeirão das Perobas, São Paulo, utilizando a RUSLE. Na Amazônia, Nunes et al. (2017) aplicaram a USLE na região Sul do Estado do Amazonas e verificaram que as perdas potenciais de solo variam de acordo com as ordens de solo da região.

Ainda na região amazônica, Lisboa et al. (2017) mapearam a distribuição espacial de sedimentos na bacia hidrográfica da Estrada Nova, Belém, Pará, através da RUSLE e da simulação de Monte Carlo. Santos et al. (2015), também utilizaram a RUSLE no estado do Pará, os autores desenvolveram um mapa de perda de solo para determinação da tolerância de perda de solo da área estudada. Silva et al. (2014) aplicaram o modelo de Poesen e USLE na bacia do Igarapé da Prata (PA) para se conhecer a perda de solo média da região para o período entre 1988 e 2010. Silva et al. (2016) determinaram o fator LS da USLE a partir de imagens de satélite SRTM para uma pequena bacia no estado do Pará. Cariello et al. (2014) aplicaram a MUSLE para estimar a produção de sedimentos da pequena bacia hidrográfica do Igarapé da Prata, no município de Capitão Poço, no estado do Pará.

2.5.1. Fator de erosividade da chuva (R)

O fator R é um dos fatores mais importantes usados na USLE (WANG YOUSHENG et al., 2017), combinando a influência da duração, magnitude e intensidade da precipitação (PANAGOS et al., 2016). O fator erosividade da chuva representa o potencial natural da chuva em provocar erosão no solo, através de sua energia cinética e de sua intensidade máxima de 30 min para um evento considerado. Seu valor pode ser calculado para períodos mensais ou anuais de acordo com a Equação 2 proposta por Wischmeier e Smith (1965).

$$R = \sum_{i=1}^n E_i \cdot I_{30} \quad (2)$$

Sendo:

E_i – Energia cinética da chuva do evento i (Mj/ha);

I_{30} – Intensidade da chuva de 30 minutos, mais intensa, ocorrida durante o evento chuvoso i (mm/h).

A estimativa precisa da erosividade das chuvas é fundamental para uma melhor compreensão da capacidade de erosão de certos eventos chuvosos (Yue et al., 2014). No entanto, segundo Meusburger et al. (2012), é difícil obter os dados para o cálculo do fator R em larga escala em muitas partes do mundo. Como alternativa, foi proposto o Índice de Fournier Modificado (MFI), que consiste em uma equação empírica obtida por regressão de dados pluviométricos e depende apenas dos valores médios mensais e médios anuais de precipitação, os quais são mais amplos em disponibilidade (Equação 3).

$$\text{MFI} = \frac{p^2}{P} \quad (3)$$

Sendo:

MFI – coeficiente da chuva (mm);

p – Precipitação pluviométrica média mensal (mm);

P – Precipitação pluviométrica média anual (mm).

2.5.2. Fator de erodibilidade do solo (K)

A erodibilidade do solo refere-se à suscetibilidade do solo à erosão (BLANCO e LAL, 2008). Segundo Wischmeier e Smith (1965), o fator K depende da interação de atributos físicos, químicos e mineralógicos (textura, tipo de estrutura, classe de permeabilidade e teor orgânico), que influenciam diretamente a capacidade de infiltração e o armazenamento de água, a permeabilidade e a capacidade de resistir ao desprendimento e ao arraste de partículas.

O fator de erodibilidade do solo pode ser mensurado a partir de instalação de equipamentos que monitorem a taxa de solo perdida em unidade de área em função do índice baseado na energia cinética da chuva (WISCHMEIER e SMITH, 1965). Entretanto, esse método demanda custos elevados. Como alternativa, são utilizados modelos matemáticos empíricos, de baixo custo e de boa aplicabilidade. Dessa forma, os autores desenvolveram uma forma indireta de estimar a erodibilidade do

solo através de um nomograma, que utiliza as características morfológicas, químicas e físicas do solo para quantificar a erodibilidade de solos (Figura 5) (WISCHMEIER et al., 1971).

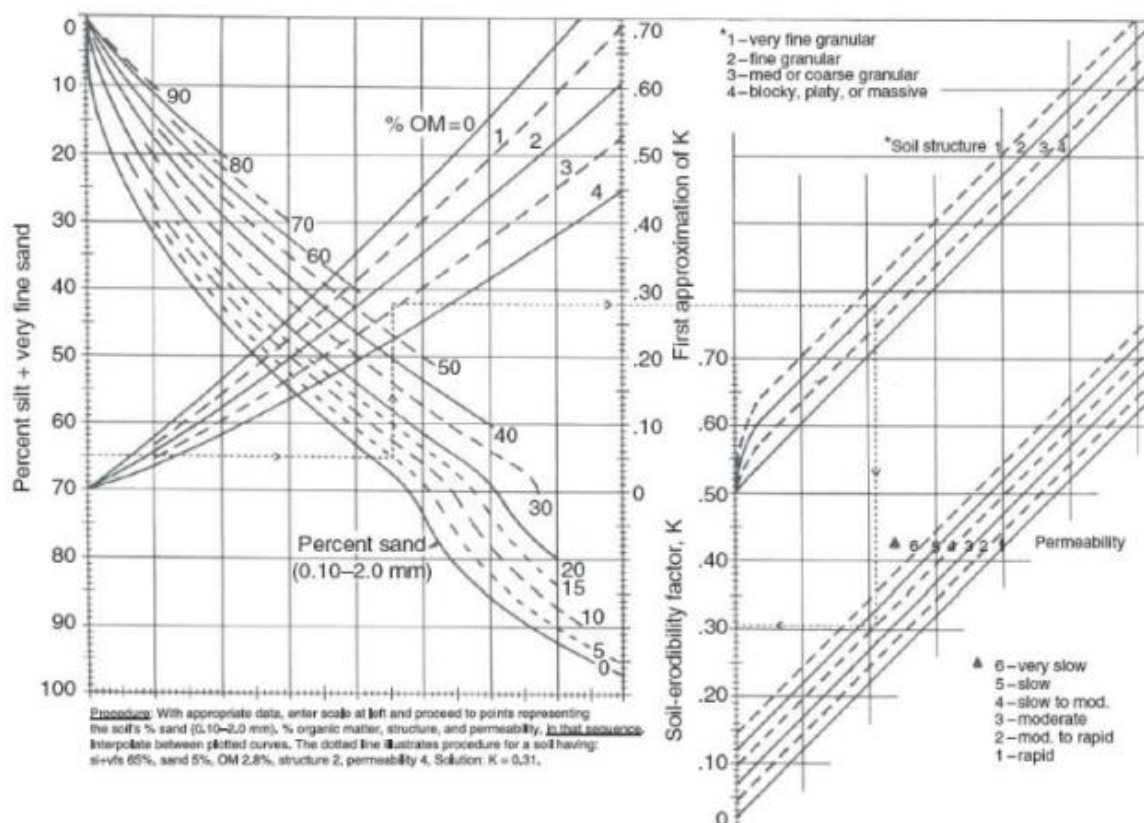


Figura 5 - Nomograma proposto por Wischmeier et al. (1971).

2.5.3. Fator topográfico (LS)

O fator LS é a relação entre as variáveis de comprimento de rampa de encostas (L) e a declividade (S). Segundo Rodrigues et al. (2018), a erosão hídrica é profundamente afetada tanto pela distância pela qual se propaga o escoamento superficial quanto pela declividade do terreno. O fator topográfico (LS) representa a relação entre as perdas de solo em uma área com comprimento de rampa e declividade quaisquer e as perdas de solo correspondentes em uma parcela padrão, definida por 22,13 metros de comprimento com 9% de declividade (WISCHMEIER e SMITH, 1965).

Esse fator pode ser obtido através de diferentes métodos. No método manual, a caracterização é feita a partir de medições em campo da declividade e comprimento da encosta, dividindo a área de estudo em trechos de declividades. Nesse método, são selecionados alguns pontos amostrais da área e os resultados obtidos são extrapolados para a extensão total da bacia. Enquanto que, no método

automático, a caracterização do fator LS na área é feita por softwares de maneira mais detalhada, demandando menos trabalho e gerando resultados de forma mais rápida (COSTA, 2013).

2.5.4. Fator de uso e manejo do solo (C)

Esse fator diz respeito à cobertura vegetal do solo, à sequência das culturas e às práticas de manejo realizadas. Seu valor representa a relação entre a perda de solo ocorrida em uma área com cobertura e manejo específico e a perda ocorrida em uma área equivalente com o solo descoberto (BERTONI e NETO, 2012). Para Patil e Sharma (2013), o fator C é o segundo fator mais importante que controla o risco de erosão do solo e reflete o efeito das práticas de cultivo e manejo na taxa de erosão.

O fator C baseia-se no conceito de que a perda do solo muda em resposta à cobertura vegetal durante os cinco estágios do desenvolvimento das culturas: preparo do solo, plantio, estabelecimento, crescimento e colheita. Cada período apresenta uma intensidade de perda (WISCHMEIER e SMITH, 1965). Quanto maior o valor de C maior é ausência de cobertura vegetal e a superfície é tratada como terra estéril, enquanto que, C próximo a 0 indica fortes efeitos de cobertura e solo bem protegido (PHAM et al., 2018).

2.5.5. Fator de prática conservacionista (P)

O fator P refere-se às práticas utilizadas para controlar a erosão. É definido como a relação entre a perda do solo em uma área com práticas de suporte e a perda do solo em uma área correspondente, sem nenhuma prática. De acordo com Blanco e Lal (2008), valores altos de P correspondem a áreas sem medidas conservacionistas. Dessa forma, esse fator expressa os efeitos das práticas de conservação que reduzem a quantidade e a taxa do escoamento da água e, conseqüentemente, reduzem a erosão do solo (LÓPEZ-GARCÍA et al., 2020).

Segundo Marioti et al. (2013), as principais práticas conservacionistas de suporte são: o cultivo em contorno, o cultivo em faixas com rotação de culturas e o terraceamento. O valor do fator P diminui, adotando-se essas práticas de conservação, pois elas reduzem o volume e a velocidade do escoamento superficial. Quanto menor o valor do fator P, melhor é a medida utilizada para controlar a erosão (PANAGOS et al., 2015).

3. MATERIAL E MÉTODOS

Na Figura 6, observa-se o esquema das etapas metodológicas para a realização do estudo.

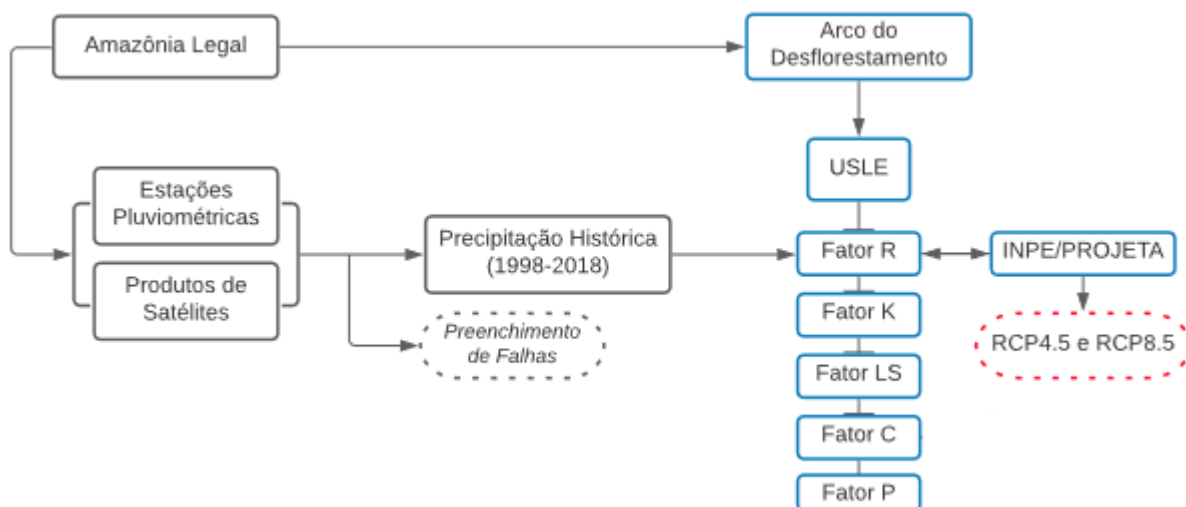


Figura 6 - Esquema metodológico do trabalho.

3.1. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende a Amazônia Brasileira, que possui uma área de 5.217.423 km², equivalente ao território dos estados do Acre, Amapá, Amazonas, Mato Grosso, Pará, Roraima, Rondônia, Tocantins e parcialmente, o estado do Maranhão ao oeste do Meridiano 44° (Figura 7). Essa área corresponde a 61% do território nacional. A região amazônica é caracterizada por uma atmosfera úmida de grande e intensa atividade convectiva, que juntamente com ação de sistemas sinóticos influenciam o clima da região. Os principais sistemas climáticos que ocorrem na Amazônia são: (1) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), cujas oscilações latitudinais definem as estações seca e chuvosa (Pereira Filho et al. 2018); (2) a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), atuando principalmente nas regiões sul e sudoeste da Amazônia (Espinoza et al., 2014); e (3) eventos de El Niño-Oscilação do Sul (ENOS), que são responsáveis pela variabilidade interanual da precipitação (Yoon e Zeng, 2010).

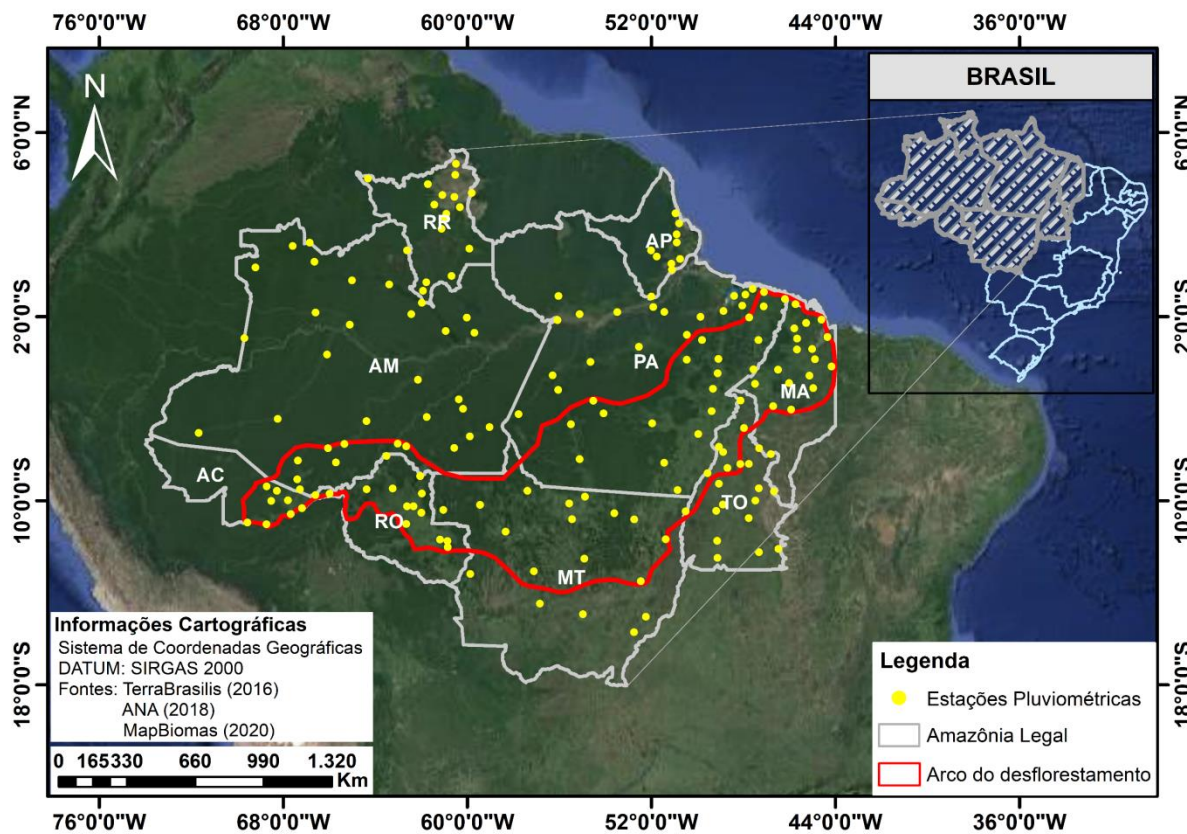


Figura 7 - Mapa da Amazônia Legal com o arco do desflorestamento e localização das estações pluviométricas analisadas no estudo.

Está inserido na Amazônia, o arco do desflorestamento, que compreende a área onde se encontram os maiores índices de desmatamento da região. É um território que vai do oeste do Maranhão e sul do Pará em direção a oeste, passando por Mato Grosso, Rondônia e Acre. As rodovias Belém-Brasília e Cuiabá-Porto Velho iniciaram o desenho desse arco, e atualmente corresponde ao território de 256 municípios que concentram aproximadamente 75% do desmatamento da Amazônia (OVIEDO et al., 2020). Para Rivero et al. (2009), o desmatamento nessa área está associado a processos endógenos de expansão das atividades agropecuárias, sendo essas atividades a principal causa desse desmatamento.

3.2. PREENCHIMENTO DE FALHAS

3.2.1. Dados utilizados

3.2.1.1. Precipitação obtida em postos pluviométricos

Foram identificadas, na base de dados da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), todas as estações pluviométricas, com os menores números de falhas, em funcionamento na região da Amazônia Legal. As séries

históricas de precipitação das 164 estações estudadas (Figura 7) foram obtidas no portal Hidroweb (<http://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>), para o período de 1998 a 2018. O Apêndice A apresenta as estações pluviométricas, seus respectivos códigos e coordenadas geográficas.

3.2.1.2. Precipitação pluviométrica estimada por sensoriamento remoto

Os três produtos de precipitação por satélites selecionados para os fins de preenchimento de falhas foram o TRMM-3B42 V7, CMORPH-CRT e CHIRPS-V2. A resolução selecionada para cada produto está resumida na Tabela 2.

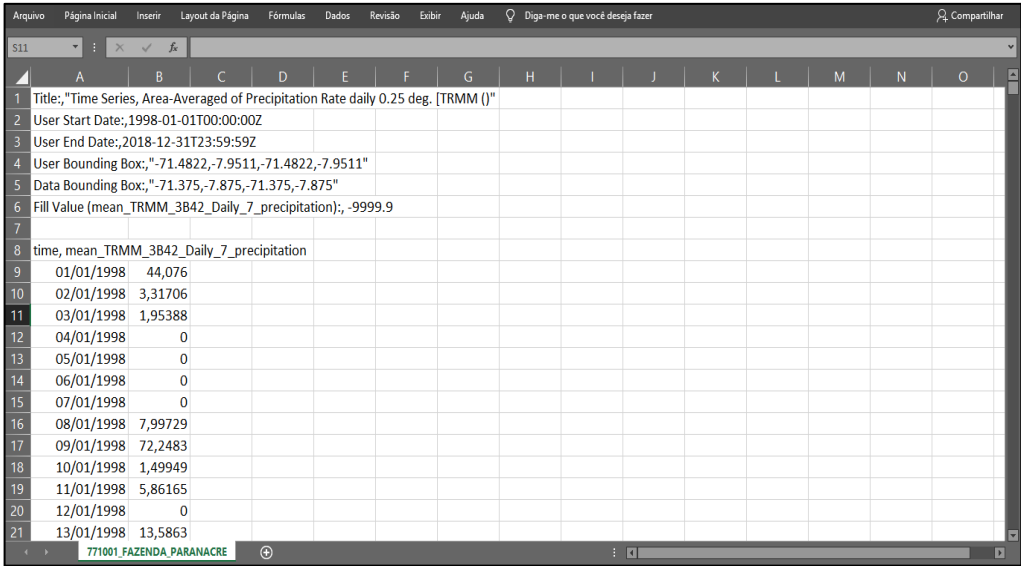
Tabela 2 - Resumo dos três produtos de precipitação avaliados neste estudo.

Produtos	Resolução Temporal	Resolução Espacial (°)	Cobertura	Período
TRMM 3B42	Diária	0,25 x 0,25	50N – 50S	1998 – Presente
CHIRPS V2	Diária	0,05 x 0,05	50N – 50S	1981 – Presente
CMORPH CRT	Diária	0,25 x 0,25	60N – 60S	1998 – Presente

TRMM

Os dados de precipitação estimados pelo satélite TRMM provenientes do produto 3B42, versão 7, foram apropriados como parte das atividades da Diretoria de Missões Científicas da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), obtidos por meio da plataforma Giovanni (*GES-DISC Interactive Online Visualization and Analysis Infrastructure*). Esses dados estão disponíveis no endereço eletrônico: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/>. Neste estudo, foram analisadas as observações diárias agregadas do TRMM com resolução de 0,25° x 0,25°, no período de 1998 a 2018.

Os formatos disponibilizados dos arquivos são: *Hierarchical Data Format* (HDF), *Network Common Data Format* (NetCDF) e a extensão *Comma Separated Values* (CSV). A extensão CSV foi considerada a mais adequada para o trabalho proposto, tendo, em vista, que é um formato de arquivo que armazena dados tabelados, separados por um delimitador, podendo facilmente ser criado e editado em planilhas eletrônicas (Figura 8).



time	mean_TRMM_3B42_Daily_7_precipitation
01/01/1998	44,076
02/01/1998	3,31706
03/01/1998	1,95388
04/01/1998	0
05/01/1998	0
06/01/1998	0
07/01/1998	0
08/01/1998	7,99729
09/01/1998	72,2483
10/01/1998	1,49949
11/01/1998	5,86165
12/01/1998	0
13/01/1998	13,5863

Figura 8 - Ilustração do formato da planilha obtida na plataforma Giovanni.

CHIRPS

O produto CHIRPS possui uma resolução espacial de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$, ou aproximadamente 5 km, próximo ao equador, cobertura geográfica de 50°S a 50°N , com dados de 1981 até os dias atuais e é disponibilizado em conjuntos de dados diários, em pântadas e dados mensais. Neste trabalho, foram utilizados os dados diários do CHIRPS para analisar a distribuição espacial e temporal da precipitação na Amazônia Legal. Os dados do CHIRPS estão disponíveis no sítio eletrônico da *University of California, Santa Barbara* (UCSB) (<ftp://ftp.chg.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0/>), em formato *Network Common Data Format* (NetCDF) e *Georeferenced Tagged Image File Format* (GeoTiff).

O formato utilizado foi o NetCDF e a leitura dos dados ocorreu através da ferramenta de análise de dados em grade FERRET (Figura 9), instalada no sistema operacional Linux Ubuntu 16.04 LTS. Este *software* foi desenvolvido pelo *Thermal Modeling and Analysis Project* (TMAP) do *Pacific Marine Environmental Laboratory* (PMEL/NOAA), em *Seattle*, EUA, com objetivo de analisar os resultados de seus modelos numéricos de oceano e compará-los com dados observacionais em grade (OHUNAKIN et al., 2015).

```

NOAA/PMEL TMAP
FERRET v7.2 (optimized)
Linux 2.6.32-696.3.2.el6.x86_64 64-bit - 07/11/17
21-Mar-18 18:06

yes? use /home/eduardo/Downloads/MIROC5/4.5/pr_day_MIROC5_rcp45_r11p1_21000101-21001231.nc
yes? show data
      currently SET data sets:
1> /home/eduardo/Downloads/MIROC5/4.5/pr_day_MIROC5_rcp45_r11p1_21000101-21001231.nc (default)
name  title                                I          J          K          L
PR    Precipitation                       1:256      1:128      ...      1:365

yes? list PR[d=1, l=1:365, y=-4.267, x=-55.993]
      VARIABLE : Precipitation (kg m-2 s-1)
      DATA SET : MIROC5 model output prepared for CMIP5 RCP4.5
      FILENAME  : pr_day_MIROC5_rcp45_r11p1_21000101-21001231.nc
      FILEPATH  : /home/eduardo/Downloads/MIROC5/4.5/
      SUBSET    : 365 points (TIME)
      CALENDAR  : NOLEAP
      LONGITUDE : 56.3W(-56.3)
      LATITUDE  : 4.9S
                   56.3W
                   -39
01-JAN-2100 12 / 1: 1.413E-04
02-JAN-2100 12 / 2: 1.168E-04
03-JAN-2100 12 / 3: 2.412E-05
04-JAN-2100 12 / 4: 2.134E-04
05-JAN-2100 12 / 5: 6.649E-05
06-JAN-2100 12 / 6: 2.309E-05
07-JAN-2100 12 / 7: 1.582E-04
08-JAN-2100 12 / 8: 1.208E-04
09-JAN-2100 12 / 9: 1.424E-04
10-JAN-2100 12 / 10: 5.012E-05
11-JAN-2100 12 / 11: 2.888E-05
12-JAN-2100 12 / 12: 6.450E-05
13-JAN-2100 12 / 13: 4.140E-05
14-JAN-2100 12 / 14: 3.144E-05
15-JAN-2100 12 / 15: 3.595E-05
16-JAN-2100 12 / 16: 2.149E-05
17-JAN-2100 12 / 17: 2.482E-05
18-JAN-2100 12 / 18: 3.788E-05
19-JAN-2100 12 / 19: 1.725E-06
20-JAN-2100 12 / 20: 1.701E-05

```

Figura 9 - Ilustração da leitura dos dados NetCDF no FERRET.

CMORPH

A estimativa de precipitação geradas pelo CMORPH possuem uma cobertura geográfica de 60°S a 60°N, com resolução espacial de 0,25° x 0,25° (cerca de 25 km). No estudo, foram utilizados dados diários de precipitação de 30 minutos, para o período de 1998 a 2018. Os dados estão disponíveis de forma gratuita no site da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) no endereço eletrônico: ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/CMORPH_V1.0/CRT/8km-30min/. Após obtenção dos dados, em formato *Tool Command Language* (TCL), foi utilizado o *software OpenGRADS* (Figura 10) para leitura e espacialização dos resultados derivados da técnica CMORPH.

```

OpenGrADS
0 [main] opengrads 15144 find_fast_cwd: WARNING: Couldn't compute FAST_CWD pointer. Please report
this problem to
the public mailing list cygwin@cygwin.com
Starting X server under C:\OPENGR~1\Contents\Resources\Xming
Starting OPENGR~1 under C:\OPENGR~1\Contents\Cygwin\Versions\2020GA~1.2\i686 ...

Grid Analysis and Display System (GrADS) Version 2.0.2.oga.2
Copyright (c) 1988-2011 by Brian Doty and the
Institute for Global Environment and Society (IGES)
GrADS comes with ABSOLUTELY NO WARRANTY
See file COPYRIGHT for more information

Config: v2.0.2.oga.2 little-endian readline printim grib2 netcdf hdf4-sds hdf5 opendap-grids, stn athena
geotiff shapefile
Issue 'q config' command for more detailed configuration information
Loading User Defined Extensions table </cygdrive/c/OPENGR~1/Contents/Cygwin/Versions/2020GA~1.2/i686/gex
/udxt> ... ok.
Landscape mode? ('n' for portrait): _

```

Figura 10 - Interface do Software OpenGRADS.

3.2.2. Regressão linear simples

O método de regressão linear simples foi utilizado nesse estudo para o preenchimento de falhas. Esse método estatístico é usado para estimar dados meteorológicos ausentes em qualquer estação de medição com condições climatológicas semelhantes (ARMANUOS et al., 2020). A Equação 4 define a regressão linear simples:

$$Y = a + b.x \quad (4)$$

Onde Y é o dado de precipitação estimado, x é o dado de precipitação observado, a é o coeficiente linear e b é o coeficiente angular da reta de regressão.

Os conjuntos de dados das estações pluviométricas do estudo apresentaram grandes lacunas de dados de precipitação. O método de regressão linear foi utilizado para converter estimativas de valores de precipitação por satélites (TRMM, CHIRPS, CMORPH) em valores de precipitação para preenchimento diário de séries históricas. Os dados das 164 estações pluviométricas foram agrupados por estado. Em seguida, geraram-se modelos anuais (1998 - 2018) de regressão entre dados de precipitação de estações pluviométricas sem falhas e dados dos satélites (sempre utilizando o ponto da grade mais próximo à estação pluviométrica). Por fim, esses

modelos foram aplicados às demais estações com o intuito de estimar os dados ausentes.

3.2.3. Análise de desempenho

3.2.3.1. Coeficiente de determinação

O coeficiente de determinação R^2 (Equação 5) representa o grau de associação entre duas variáveis, é a medida da relação linear entre os valores do ajuste e da nova equação (SOUZA, 2014). O valor do coeficiente varia de 0 a 1 e quanto mais próximo de 1, melhor é a relação. Na equação P_o representa a precipitação observada e P_e a precipitação estimada.

$$R^2 = \frac{\sum(P_o - \bar{P}_o)^2}{\sum(P_e - \bar{P}_o)^2} \quad (5)$$

3.2.3.2. Viés percentual (PBIAS)

O viés percentual (PBIAS) (Equação 6) mede a tendência média dos dados estimados serem maiores ou menores do que as suas homólogas observadas (GUPTA et al., 1999). O valor ótimo do PBIAS é 0 e valores de baixa magnitude indicam uma boa simulação do modelo. Os valores positivos indicam viés de subestimação do modelo, e os valores negativos indicam viés de superestimação do modelo.

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (P_o - P_e)}{\sum_{i=1}^n P_o} \cdot 100 \quad (6)$$

3.2.3.3. Mean absolute error (MAE) ou Erro absoluto médio

O MAE (Equação 7) mede a magnitude média dos erros da previsão (média dos erros absolutos) em um determinado conjunto de dados, sendo uma medida escalar da acurácia da previsão (NURMI, 2003). Os valores do MAE são afetados por outliers e é considerado uma medida mais precisa e robusta em identificar a habilidade do modelo numérico representar a realidade (HALLAK e PEREIRA FILHO, 2011). Quanto mais próximo de 0, maior é o acerto da previsão.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_e - P_o| \quad (7)$$

3.2.3.4. Root mean square error (RMSE) ou Raiz do erro quadrático médio

É uma medida quadrática da magnitude média do erro. Utiliza as diferenças entre a previsão do modelo (P_e) e as observações (P_o), elevando-as ao quadrado para que resultados positivos e negativos sejam tratados igualmente (MORIASI et al., 2007). Por elevar os erros ao quadrado, o RMSE (Equação 8) concede um peso relativamente maior aos erros maiores (PAPACHARALAMPOUS et al., 2019).

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_e - P_o)^2} \quad (8)$$

3.2.3.5. Coeficiente de correlação

O Coeficiente de Correlação (r), estimado por meio da Equação 9, representa a associação linear entre as estimativas de chuva por satélite e pluviômetro. Permite calcular o grau da correlação entre duas variáveis de escala métrica, que possui variabilidade entre -1 (correlação negativa perfeita) e +1 (correlação positiva perfeita). A Figura 11 descreve a força das correlações.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (P_o - \bar{P}_o)(P_e - \bar{P}_e)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (P_o - \bar{P}_o)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_e - \bar{P}_e)^2}} \quad (9)$$

Onde n é o número total de eventos, P_e é a precipitação estimada por satélite (mm), P_o é a precipitação observada (mm).

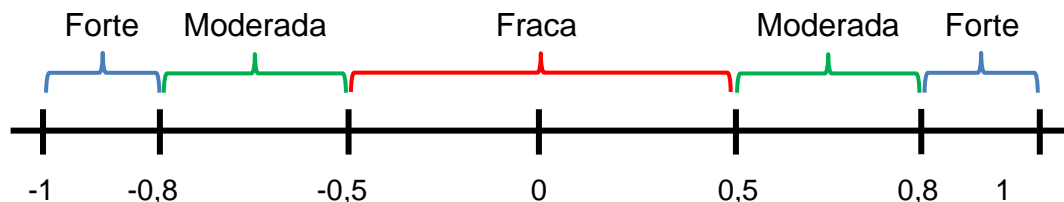


Figura 11 - Descrição da força da correlação linear.

Fonte: Adaptado de Peck et al., (2015).

3.2.3.6. Índice de concordância

O índice de concordância (d) proposto por Wilmott é empregado para identificar o grau de concordância entre o valor observado e sua estimativa (KRAUSE et al., 2005). Este assume o valor máximo de 1 quando a reta de regressão coincide com a reta 1:1. Este índice é sensível a valores extremos devido

às diferenças quadradas (LEGATES e MCCABE, 1999), podendo ser obtido através da Equação 10.

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_e - P_o)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_o - \bar{P}_o| + |P_e - \bar{P}_o|)^2} \quad (10)$$

Alguns dos critérios de avaliação de desempenho referem-se a classificações qualitativas de desempenho do modelo (muito bom, bom, satisfatório ou insatisfatório) com os limiares quantitativos correspondentes para cada índice estatístico. Na Tabela 3 são apresentados critérios de avaliação para R^2 , PBIAS e d , os quais foram recomendados por Moriasi et al. (2015).

Tabela 3 - Critérios de avaliação de desempenho para os índices estatísticos R^2 , PBIAS e d .

Performance				
Índices	Muito bom	Bom	Satisfatório	Insatisfatório
R^2	> 0,85	$0,75 < R^2 \leq 0,85$	$0,60 < R^2 \leq 0,75$	$\leq 0,60$
PBIAS (%)	< ± 5	$\pm 5 \leq \text{PBIAS} \leq \pm 10$	$\pm 10 \leq \text{PBIAS} \leq \pm 15$	$\text{PBIAS} \geq \pm 15$
d	> 0,90	$0,85 < d \leq 0,90$	$0,75 < d < 0,85$	$d \leq 0,75$

Fonte: Moriasi et al., (2015).

3.3. PERDA DE SOLO

3.3.1. USLE

A obtenção dos parâmetros para a aplicação da USLE deu-se de forma individual, através de metodologias já estabelecidas. O cálculo da perda de solo para o arco do desflorestamento foi realizado com o auxílio de um Sistema de Informação Geográfica. A aplicação da USLE foi realizada em dois momentos, primeiramente no período de 1998 a 2018 e posteriormente para o período futuro de 2030 a 2099, em dois cenários de emissão (RCP4.5 e RCP8.5). No presente estudo, apenas o fator erosividade da chuva (R) foi estimado para o futuro, mantendo-se as demais variáveis constantes.

3.3.1.1. Fator erosividade da chuva (R)

Para cálculo do fator R , foram obtidos dados de 88 estações pluviométricas (Apêndice B), os dados dessas estações analisadas foram adquiridos por meio da plataforma Hidroweb da ANA e tiveram suas falhas preenchidas com dados do produto CHIRPS. As estações que apresentaram falhas superior a 20% dos dados não passaram pelo processo de preenchimento de falhas, os valores de precipitação

foram adquiridos diretamente do CHIRPS. O acumulado de 1998 a 2018 foi utilizado como base para representar a erosividade histórica observada na área.

Além disso, para estimar as mudanças climáticas futuras, foram obtidas simulações de precipitação anual para 2030, 2040, 2050, 2060, 2070, 2080, 2090 e 2099, a fim de projetar a erosividade da chuva para os cenários RCP4.5 (intermediário) e RCP8.5 (pessimista). Essas simulações, estão disponíveis na plataforma PROJETA (<https://projeta.cptec.inpe.br/#/dashboard>), em formato *Comma Separated Values* (CSV), desenvolvida pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE).

Para as projeções das precipitações foi utilizado o modelo regional Eta-MIROC5, que apresenta resolução de aproximadamente 20 km na horizontal e 38 níveis na vertical. O topo do modelo está em 25 hPa e o seu domínio abrange a maior parte da América do Sul e Central (CHOU et al., 2014). Segundo Watanabe et al. (2010), o MIROC5 simula o ENOS de forma mais realista que outros, além de estimar eficientemente a precipitação, principalmente para a área de influência da ZCIT. Além disso, De Souza Costa et al. (2021) constatam que o MIROC5 é o modelo mais indicado para estudos de projeções climáticas na Amazônia. Nesse contexto, a erosividade da chuva (R) foi calculada para cada estação, a partir da Equação 11 (Morais et al. 1991).

$$R = 36,894 \cdot \left(\frac{p^2}{P}\right)^{1,0852} \quad (11)$$

Sendo:

ΣR – Erosividade da chuva ($Mj \text{ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$);

R – Média mensal do Índice de erosão ($Mj \text{ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ mês}^{-1}$);

p – Precipitação pluviométrica média mensal (mm);

P – Precipitação pluviométrica média anual (mm).

A Equação 11 foi obtida por meio do estudo de Silva (2004), que realizou um mapeamento da distribuição das equações de erosividade da chuva para cada região do Brasil. A região amazônica possui 4 equações de erosividade. No entanto, para o arco desflorestamento, foi considerada apenas a Equação 11, visto que, Silva et al. (2019) verificaram que para a Amazônia esta equação é a que apresenta melhor concordância entre índice de chuva e erosividade.

Após o cálculo do fator R, a distribuição espacial dos resultados foi realizada por meio do método *Inverse Distance Weighted* (IDW). Esse método se baseia na dependência espacial entre os pontos, quanto mais próximo estiver um ponto do outro, maior será a correlação entre os valores (SILVA et al., 2019). Além disso, a identificação das mudanças climáticas no cálculo da erosividade foi através da diferença entre a média da projeção para o período futuro e a média dos dados históricos. Em que, valores positivos representam projeção de aumento da variável no período futuro, enquanto que, valores negativos representam projeção de redução.

3.3.1.2. Fator erodibilidade do solo (K)

A erodibilidade do solo pode ser determinada por métodos diretos ou indiretos. Os métodos diretos envolvem determinações em campo, com chuva natural e/ou simulada, esses métodos demandam tempo e recursos financeiros. Dessa forma, se tornou necessária a estimativa do fator K por meio de procedimentos simplificados, denominados métodos indiretos (ARAÚJO et al., 2011).

Nesse estudo, foi utilizado o mapa de erodibilidade do solo de alta resolução desenvolvido por Godoi et al. (2021), com grade no tamanho de 250 m. Os autores, calcularam o fator K aplicando as equações propostas originalmente no nomógrafo USLE e EPIC, usando as propriedades do solo como conteúdo de matéria orgânica, textura do solo, estrutura do solo e permeabilidade. Para avaliar, qualitativamente, o mapa de erodibilidade, os valores gerados foram comparados com os valores padrão do fator K obtidos em parcelas experimentais em todo o Brasil.

A erodibilidade do solo pode ser classificada de baixa a alta (Carvalho, 1994), conforme Tabela 4.

Tabela 4 - Classes de interpretação dos valores de erodibilidade do solo (K).

Erodibilidade (t h Mj⁻¹ mm⁻¹)	Classe de Erodibilidade
K < 0,0198	Baixa
0, 0198 < K < 0,0400	Média
K > 0,0400	Alta

Fonte: Carvalho, 1994.

3.3.1.3. Fator topográfico (LS)

O fator comprimento de rampa (L), calculado em metros, é admitido como sendo a distância do ponto de origem do caimento da água até um canal definido. Enquanto que, o grau de declividade da encosta (S), expresso em porcentagem, é caracterizado como a tangente do ângulo ou índice da inclinação do terreno (Bueno et al., 2011). Segundo Galdino e Weill (2011), a intensidade da erosão hídrica é afetada tanto pela distância ao longo da qual se processa o escoamento superficial quanto pela declividade do terreno. Na prática, esses dois efeitos são considerados conjuntamente, por meio do LS.

Para a determinação do fator LS, foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE), no formato *Georeferenced Tagged Image File Format* (GeoTiff), obtido através da plataforma *U.S. Geological Survey* (USGS) (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Após a obtenção do MDE, foi usada a ferramenta “*Fill*” do software ArcMap 10.2 para o preenchimento de possíveis lacunas do MDE. Posteriormente, para a aquisição do fator L, foram geradas as matrizes de direção de fluxo (*Flow Direction*) e acumulação de fluxo (*Flow Accumulation*). E para estimar o fator S foi utilizada a ferramenta “*Slope*”. Com base nos resultados do “*Flow Accumulation*” e “*Slope*”, foi gerada uma matriz dos fatores LS, calculada a partir da Equação 12 (MINELLA et al., 2010).

$$LS = \left(\frac{(\text{Flow Accumulation} \times \text{Tamanho da célula do pixel})^{0,4}}{22,13} \right) \left(\frac{\text{sen (Slope)}}{0,0896} \right)^{1,3} \quad (12)$$

3.3.1.4. Fator de uso e manejo do solo (C)

O uso e manejo do solo foram obtidos por meio do mapeamento realizado pelo MapBiomas referente ao ano de 2018. O Fator C foi determinado em função de cada classe representativa do uso e manejo do solo da área de estudo. Assim sendo, foram adotados valores disponíveis na literatura (Tabela 5).

Tabela 5 - Valores de C para diferentes classes de uso da terra.

Classificação	Fator C	Fonte
Floresta natural	0,01	Henning e Mota (2018)
Floresta plantada	0,03	Silva (2007)
Formação natural não florestal	0,13	Kouli et al. (2009)
Agricultura	0,60	Pancholi et al. (2015)
Pastagem	0,54	Kouli et al. (2009)
Infraestrutura urbana	0,20	Pancholi et al. (2015)
Mineração	1,00	Albuquerque et al. (2005)
Corpo d'água	0,00	Pancholi et al. (2015)

Para o período de 1998-2018, foi realizada a média ponderada dos valores apresentados na Tabela 5 para determinar o fator C.

3.2.1.1. Fator de práticas conservacionistas (P)

O fator de práticas conservacionistas representa a relação entre a perda de solo em uma área sob dada prática de suporte e a perda de solo em uma área equivalente, sem nenhuma prática (RODRIGUES et al., 2018). No arco do desflorestamento, é desconhecida a existência de práticas conservacionistas, não tendo sido relatada a utilização das mesmas em outros estudos ou levantamentos na área. Assim sendo, neste estudo, foi adotado o valor máximo (1) ao fator P, indicando ausência dessas práticas.

4. RESULTADOS

4.1. AVALIAÇÃO DOS PRODUTOS DE SATÉLITE PARA PREENCHIMENTO DE FALHAS EM SÉRIES DIÁRIAS DE PRECIPITAÇÃO

Gráficos de dispersão de precipitação diária dos produtos de satélite, que estimam precipitação por satélite, foram comparados aos dados de pluviômetros, para cada estado da Amazônia (Figura 12). Há grandes dispersões considerando que o R^2 variou de 0,383 a 0,844. Em alguns estados é observado, claramente, fracas correlações entre os produtos de precipitação e dados de medição de pluviômetros. Os estados que apresentaram menor correlação foram o Acre, Amapá, Amazonas e Roraima, com destaque para o estado do Acre, que apresentou coeficientes de determinação baixos para os três produtos de satélite. Em contrapartida, os estados do Maranhão, Mato Grosso e Tocantins apresentaram os maiores coeficientes de determinação, sendo esses coeficientes em sua maioria superiores a 0,70. Observa-se, também, que os menores valores de R^2 estão associados a estimativas do produto CMORPH.

Para Duan et al. (2015), os produtos de satélite são gerados usando vários conjuntos de dados e vários procedimentos diferentes para combinação e correção de viés. Assim, diferenças entre as estimativas de satélites e dados de pluviômetros são atribuídas a vários fatores, como: problemas na amostragem do satélite, erros nos algoritmos para estimativa de precipitação, erros em algoritmos para combinar estimativas individuais, falhas nos algoritmos de medidores usados na correção de viés de pluviômetros (SHEN et al., 2010).

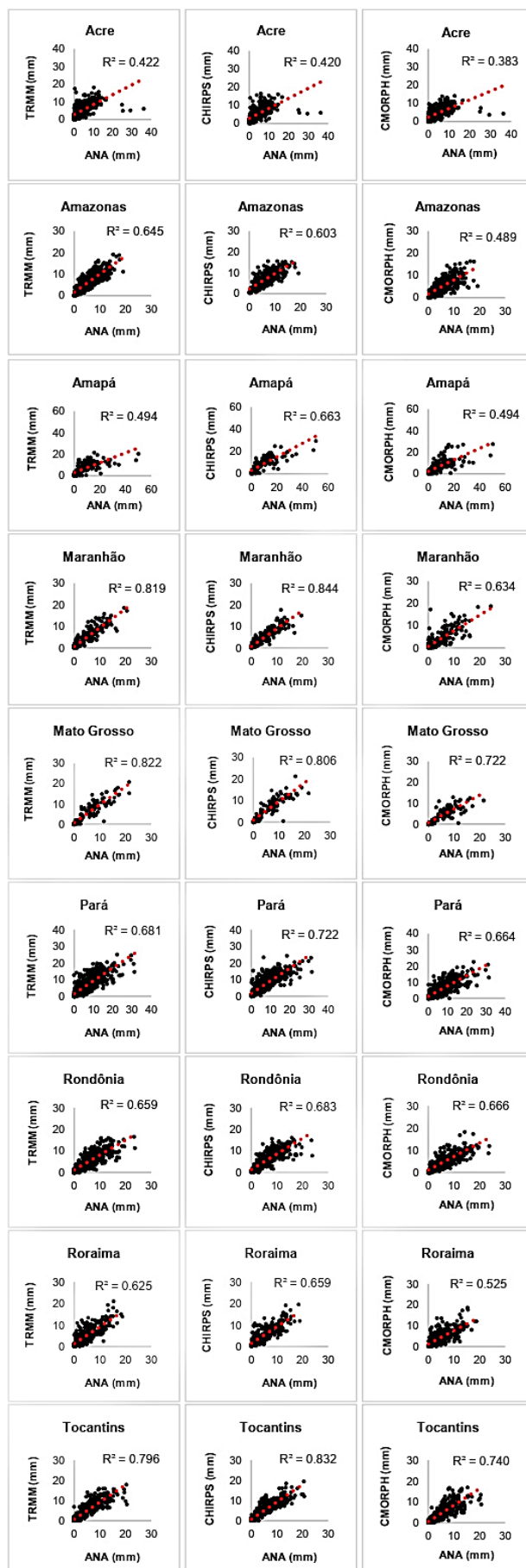


Figura 12 - Dispersão entre os dados observados da ANA e os dados estimados pelos satélites e o valor de R^2 por estado da região amazônica.

A Tabela 6 apresenta as métricas resultantes das análises estatísticas dos dados de precipitação dos estados da Amazônia.

Tabela 6 - Resumo das métricas estatísticas para avaliação de produtos de precipitação para os estados da Amazônia.

Estado	Satélite	PBIAS (%)	MAE	RMSE	r	d
Acre	TRMM	-14,676	0,715	3,429	0,649	0,789
	CHIRPS	-14,955	0,708	3,350	0,648	0,785
	CMORPH	-3,498	0,149	3,219	0,619	0,761
Amazonas	TRMM	-9,983	0,633	2,448	0,803	0,887
	CHIRPS	-9,871	0,619	2,448	0,776	0,871
	CMORPH	9,794	0,600	2,770	0,699	0,823
Amapá	TRMM	16,201	1,259	5,632	0,703	0,782
	CHIRPS	1,628	0,128	4,471	0,814	0,880
	CMORPH	17,863	1,388	5,747	0,703	0,803
Maranhão	TRMM	-2,144	0,090	1,919	0,905	0,950
	CHIRPS	1,016	0,041	1,706	0,918	0,956
	CMORPH	13,376	0,557	2,830	0,796	0,883
Mato Grosso	TRMM	-2,503	0,139	2,285	0,906	0,951
	CHIRPS	-3,214	0,175	2,286	0,897	0,946
	CMORPH	20,758	1,029	2,677	0,849	0,891
Pará	TRMM	-2,461	0,151	3,072	0,825	0,905
	CHIRPS	-3,155	0,196	2,863	0,850	0,917
	CMORPH	15,446	0,902	3,126	0,815	0,878
Rondônia	TRMM	10,486	0,608	2,784	0,812	0,888
	CHIRPS	5,416	0,324	2,624	0,826	0,901
	CMORPH	19,934	1,117	2,965	0,816	0,864
Roraima	TRMM	-5,058	0,262	2,641	0,791	0,887
	CHIRPS	-5,786	0,299	2,448	0,812	0,898
	CMORPH	11,277	0,563	2,885	0,725	0,841
Tocantins	TRMM	-1,254	0,054	2,022	0,892	0,943
	CHIRPS	-1,573	0,068	1,812	0,912	0,953
	CMORPH	8,366	0,336	2,201	0,860	0,922

Analisando-se a Tabela 6, pode-se verificar que os valores de PBIAS variaram de 1,016 a 20,758%. Levando em consideração esses valores, foi observado que os maiores valores de PBIAS foram apresentados pelo produto CMORPH, sendo verificado ainda, que o CMORPH subestimou a precipitação em todos os estados, com exceção do Acre. Resultados semelhantes foram encontrados no estudo de Silva et al. (2019), onde os autores observaram subestimação mensal dos dados do CMORPH na Amazônia brasileira, com exceção dos estados do Acre e Amazonas, com viés igual a 0,07 e 0,08, respectivamente.

Em seu estudo Maggioni et al. (2016), também identificaram a subestimação pelo CMORPH em toda a Europa. Assim como, para o período de 2001 a 2010, Trinh-Tuan et al. (2019) verificaram que o produto CMORPH subestima significativamente as chuvas em regiões montanhosas do Vietnã.

Os produtos TRMM e CHIRPS, apesar de terem apresentado os valores de PBIAS mais próximos de zero, tenderam a superestimar a precipitação na maioria dos estados. Esse resultado condiz com o encontrado por Pereira et al. (2013), que avaliaram as estimativas de precipitação do TRMM para o Brasil, verificando que na região norte, apesar da boa correlação com os dados medidos em solo, os valores do TRMM superestimam a precipitação na região. Bem como, Costa et al. (2019), que analisaram os dados mensais de precipitação do produto CHIRPS para verificar sua similaridade com os dados de estações meteorológicas para o território brasileiro para os anos de 1998 a 2010. Os autores observaram que na região norte do país a regressão indicou uma superestimativa dos dados do CHIRPS. Essa tendência dos dois produtos também foi identificada fora do Brasil, onde Gebremicael et al. (2019) constataram que o 3B42 do TRMM superestimou consistentemente as chuvas em relação a todos os pluviômetros da bacia do Alto T-A, Etiópia. Na China Continental, Bai et al. (2018) verificaram que o produto CHIRPS superestimou muito a intensidade em determinadas áreas.

É importante destacar que a Amazônia é um dos principais centros de atividades convectivas na região tropical do planeta (COSTA et al., 1998). Além do mais, a variabilidade da precipitação pluvial nessa região deve-se à atuação de sistemas meteorológicos sinóticos, como a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); seguido do modo de variabilidade climática El Niño – Oscilação Sul (ENOS), que influenciam os padrões de chuvas na região (REBOITA et al., 2010). Para Almeida et al. (2015), variações espaciais desses sistemas meteorológicos, bem como possíveis erros nos registros das estações pluviométricas, podem influenciar na sobre ou subestimação das estimativas de satélites. Assim, trabalhos como o de Soares et al. (2016) observaram que a ocorrência de complexos convectivos de curta duração que se desenvolvem em poucas horas e não são capturados plenamente por satélites contribuem para maiores erros nas estimativas de chuva. Pereira et al. (2013) e Camparotto et al. (2013) relataram em seus respectivos estudos que as maiores variações entre os dados dos produtos de satélites e os medidos em solo foram

encontradas em áreas com grande atividade convectiva. Na Etiópia, Gebremicael et al. (2019) observaram que o baixo desempenho da escala diária dos satélites pode ser explicado por erros (não detecção) de eventos de chuvas convectivas.

Quanto ao MAE e RMSE, as duas métricas estatística variaram de 0,041 mm/d a 1,388 mm/d e 1,706 mm/d a 5,747 mm/d, respectivamente. O produto CMORPH, por exceção de um estado (Acre), apresentou os maiores valores de MAE e RMSE. As estimativas do TRMM e CHIRPS tiveram melhor desempenho na região amazônica, principalmente, nos estados do Maranhão, Mato Grosso e Tocantins. Esses três estados são caracterizados por apresentarem os menores índices pluviométricos da Amazônia, sendo este, um fator importante para justificar a melhor representatividade das estimativas de satélites. Para Serrat-Capdevila et al. (2014), os satélites coletam melhores dados durante as estiagens. Além disso, no trabalho de Cavalcante et al. (2020), constatou-se que na Amazônia, o MAE é geralmente mais baixo em locais com menor precipitação. Por outro lado, os estados do Amapá, Acre e Roraima apresentaram os maiores valores de MAE e RMSE. Na África Oriental, Kimani et al. (2017) verificaram baixa correlação das estimativas de satélites com os dados medidos in situ em áreas de alta pluviosidade. Trejo et al. (2016) também observaram que produtos de satélite analisados apresentavam baixa capacidade de detecção de chuva, principalmente durante a estação chuvosa. Souza (2019) constataram que o CHIRPS e TRMM também apresentaram baixos desempenhos no período chuvoso. Assim, apesar da eficiência dos produtos de satélite, verifica-se que estes têm dificuldades em capturar dados de precipitação em áreas e períodos de alta pluviosidade. Isso torna a tarefa desse estudo importante, devido às características de floresta úmida da Amazônia.

O coeficiente de correlação de Pearson apresentou resultados bons em quase todos os estados, com exceção dos valores determinados para o estado do Acre, os quais variaram de 0,619 a 0,649. Esses valores, de acordo com Peck et al. (2015), são classificados como correlação moderada. Dessa forma, ainda considerando as classificações apresentadas por Peck et al. (2015), verifica-se que boa parte dos valores de r encontrados (67%) demonstram uma forte relação entre os dados estimados dos satélites e os observados nas estações pluviométricas. Dentre os três produtos de satélites analisados, verifica-se que o CMORPH apresentou os menores coeficientes de correlação. Em seus estudos, Ebert et al. (2007) e Joyce et al. (2004) encontraram resultados distintos aos aqui exposto. Os

autores avaliaram o emprego do CMORPH no território australiano, onde ambos os estudos constataram que o CMORPH supera outros produtos de sensoriamento remoto na região tropical da Austrália em termos de correlação espacial diária validada por pluviômetros.

Em contrapartida, TRMM e CHIRPS apresentaram os maiores valores do coeficiente de correlação na região amazônica, destacando-se que o CHIRPS teve um desempenho levemente superior ao TRMM. Na China, Luo et al. (2019) também encontraram altos coeficientes de correlação de TRMM e CHIRPS aos dados medidos em solo, 0,82 e 0,86, respectivamente. Além disso, Belete et al. (2020) verificaram bons desempenhos do TRMM e CHIRPS no Monte Guna na Etiópia, onde o CHIRPS apresentou maior correlação com os dados observados de precipitação na região. No Brasil, Pessi et al. (2019) observaram forte correlação entre as estimativas de precipitação através do satélite TRMM e as observações provenientes da rede de estações pluviométricas convencionais para toda a região do Estado de Mato Grosso. Silva et al. (2020) também verificaram boa correlação entre estimativas do CHIRPS e os dados da ANA na sub-bacia do rio Apeú no estado do Pará. Os resultados encontrados por Pessi et al. (2019) e Silva et al. (2020) estão condizentes com o presente estudo, no qual se verifica que para o estado de Mato Grosso, o maior valor de r foi determinado através do produto TRMM; e no estado do Pará, o maior valor de r foi determinado através do produto CHIRPS.

Os valores do índice de concordância foram todos superiores a 0,75, o que ilustra boa representatividade das estimativas de satélites na região amazônica. Na Tabela 7, verifica-se que os produtos de satélite, que apresentaram maiores valores do coeficiente de correlação também apresentaram os maiores índices de concordância. Assim, tem-se que o CMORPH apresentou valores inferiores do índice de concordância quando comparado ao TRMM e CHIRPS. Além disso, os estados do Acre e Amapá continuam sendo os estados onde se observa menor correlação e concordância entre os dados de satélites com os dados observados nas estações pluviométricas. Este fato também foi constatado por Silva et al. (2019), que verificaram que o Amapá apresenta um dos menores índices de concordância na Amazônia brasileira e Cavalcante et al. (2020), que constataram boas correlações das estimativas do satélite, também na região amazônica, com exceção do estado do Acre.

Inúmeros fatores podem ser responsáveis por baixas correlações e concordâncias entre as estimativas de precipitação por satélite e dados medidos em solo. Um desses fatores seria a densidade de pluviômetros, uma vez que, vários estudos verificaram que regiões, apresentando maior densidade e melhor distribuição das estações pluviométricas, apresentaram maior correlação com as estimativas de satélites. Em seu estudo global, Zhao e Ma (2019) constataram que os continentes com maior densidade de medidores (América do Norte, Europa e Oceania), geralmente, possuem correlações mais altas e RMSE menor do que os continentes com medidores esparsos (África e América do Sul e a Ásia). Ainda segundo os autores, isto indica que medidores esparsos podem resultar em altas discrepâncias entre observações em solo e os produtos de satélites, além de causar altas incertezas na avaliação desses produtos em escalas global e regional. Essa constatação é consistente com os resultados de estudos anteriores como os de Zhong et al. (2019) e Beck et al. (2017). Assim, verifica-se que os dois estados da região amazônica (Maranhão e Tocantins), que possuem a maior densidade de pluviômetros, também são os que apresentam o melhor desempenho dos produtos de satélite.

Nas Figuras 13, 14 e 15 é evidenciada a distribuição mensal da precipitação em cada estado. Todos os conjuntos de dados apresentaram maior precipitação de janeiro a abril, exceto o estado de Roraima, que apresenta maiores índices pluviométricos nos meses de maio a julho. As menores precipitações foram encontradas entre maio e outubro. Nesse contexto, é importante observar que em todos os estados os produtos de precipitação por satélite foram capazes de representar corretamente a variabilidade sazonal da precipitação na região amazônica, captando a alternância entre período chuvoso e menos chuvoso. Esses resultados das variações mensais de precipitação estão em concordância com o estudo de Limberger e Silva (2018), que geraram um mapa apresentando o ciclo sazonal em cada área da Amazônia. Além disso, Arvor et al. (2014), Costa et al. (2019) e Sodré et al. (2013) também concluíram em seus estudos que os produtos de satélites, aqui estudados, são eficientes em representar a variabilidade sazonal amazônica.

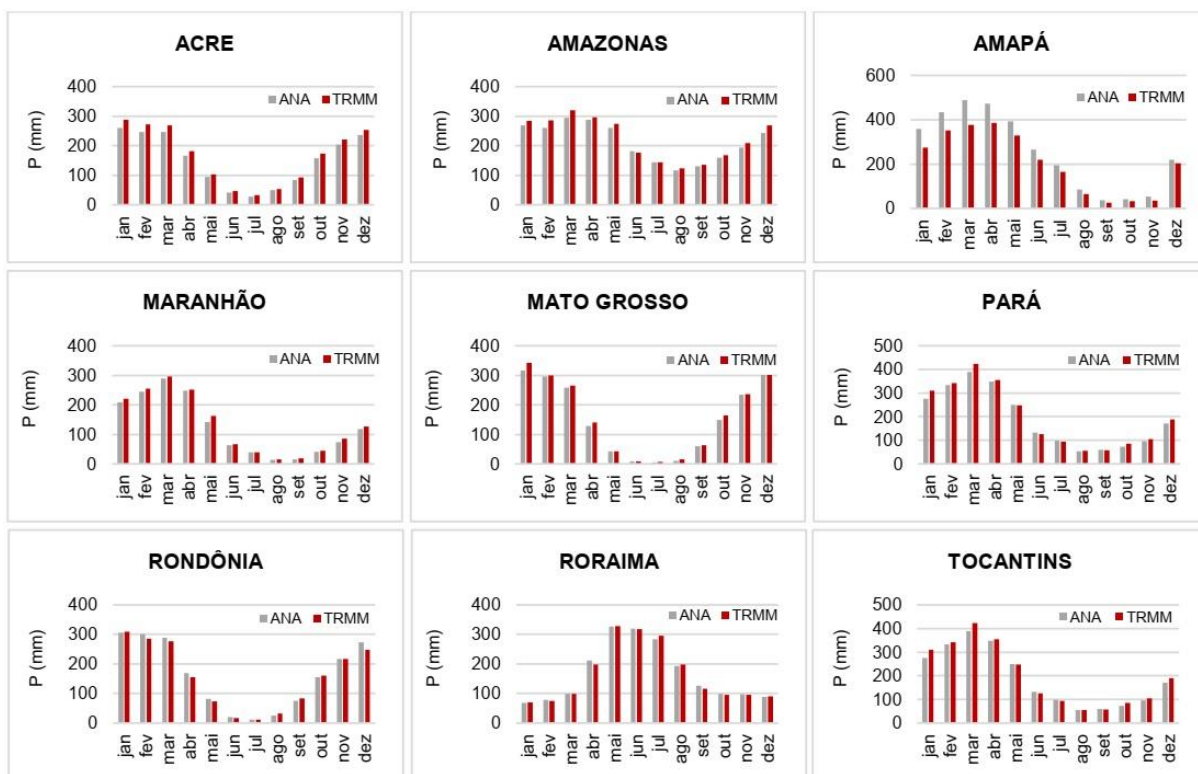


Figura 13 - Distribuição mensal da precipitação acumulada, entre 1998 e 2018, para os estados da região amazônica de acordo com as estimativas do TRMM e os dados observados nas estações pluviométricas.

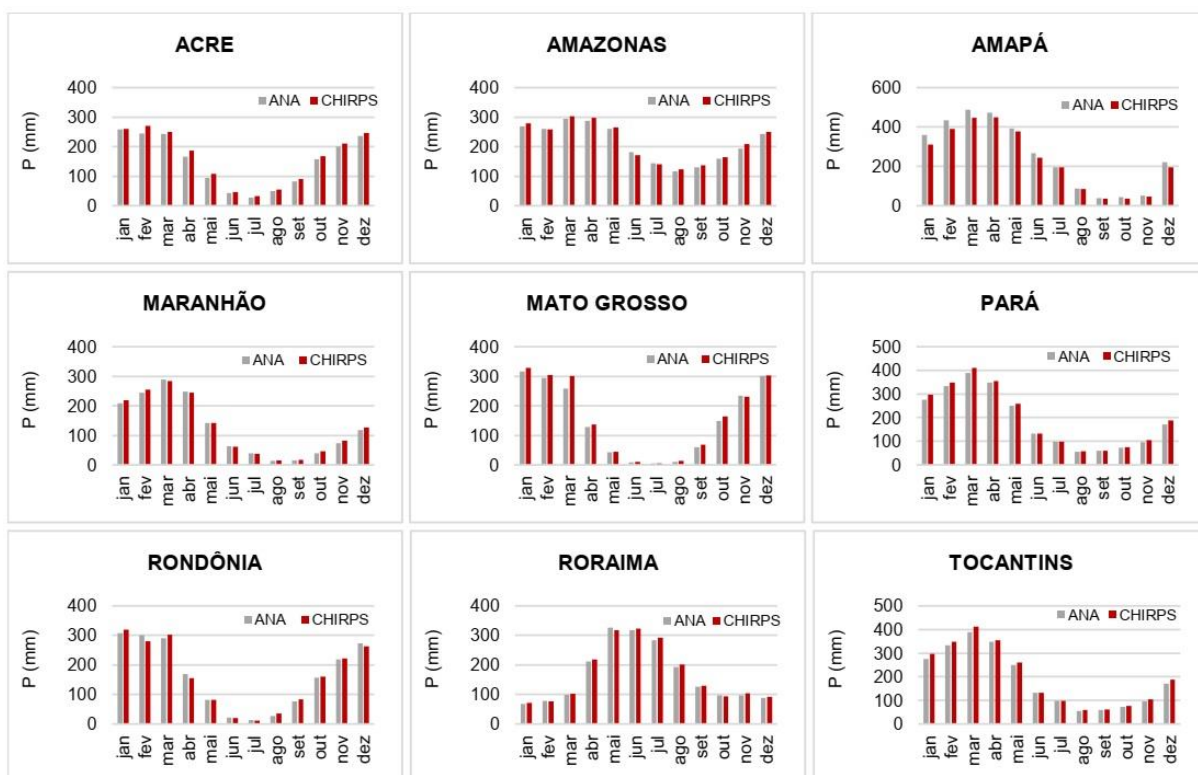


Figura 14 - Distribuição mensal da precipitação acumulada, entre 1998 e 2018, para os estados da região amazônica de acordo com as estimativas do CHIRPS e os dados observados nas estações pluviométricas.

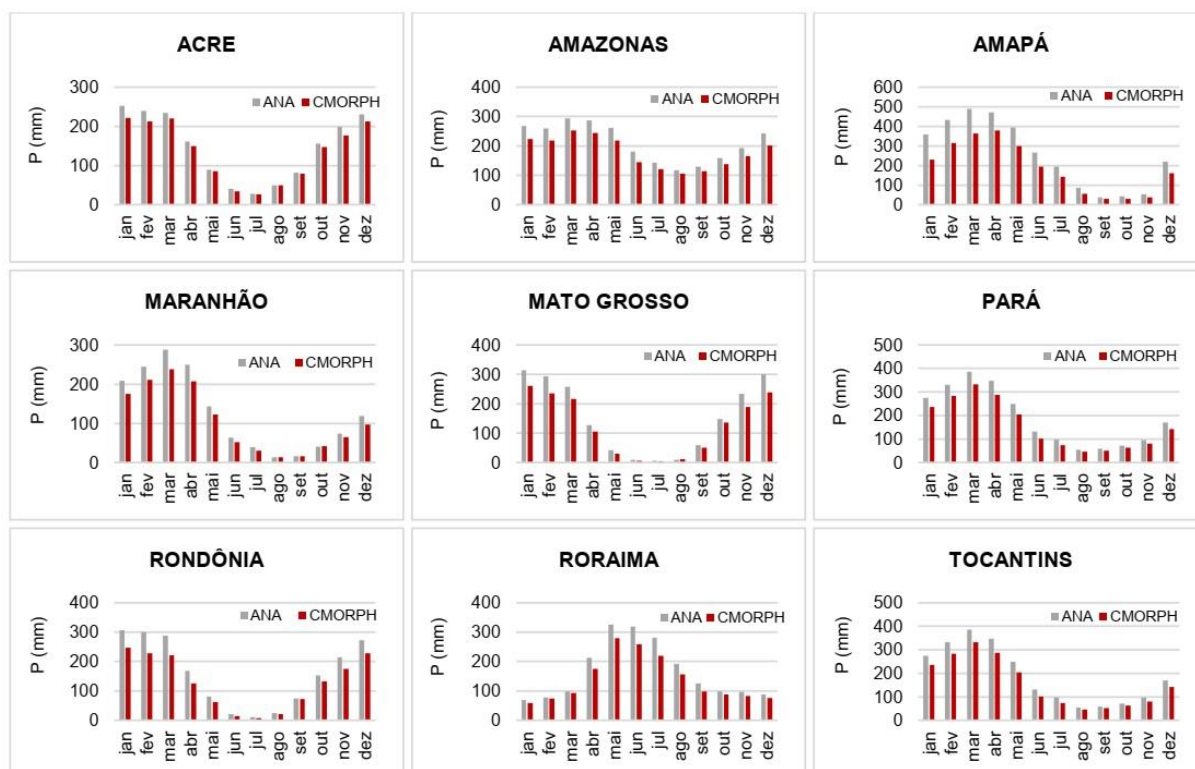


Figura 15 - Distribuição mensal da precipitação acumulada, entre 1998 e 2018, para os estados da região amazônica de acordo com as estimativas do CMORPH e os dados observados nas estações pluviométricas.

Comparando-se as Tabelas 7 e 8, identifica-se a diferença de desempenho dos produtos de satélites na estimativa de dados diários e mensais (Figuras 13, 14 e 15). Nesse caso, os critérios estatísticos aplicados evidenciam melhores resultados na análise mensal. Para Soares et al. (2016), isso se justifica, pois quanto maior o período temporal de acumulação, melhores são as correlações entre os dados de chuva do satélite e os valores observados em pluviômetros. Pois há um maior período de tempo, permitindo que erros temporais nas estimativas de chuva ao longo desse período sejam compensados de forma que o total acumulado seja mais próximo ao observado. Também na Amazônia, Pereira Filho et al. (2015) relataram que a correlação entre a precipitação derivada de satélite e aquela determinada por estação pluviométrica aumenta com o período de acumulação, ou seja, passando de diário para mensal.

Muitos estudos esclarecem que essas diferenças ocorrem em consequência das diferentes escalas entre satélites e pluviômetros. Segundo Almeida et al. (2015), o pluviômetro é uma estimativa pontual, enquanto que o satélite representa uma estimativa média da precipitação do pixel. Portanto, tendo em vista que a Amazônia apresenta grande variabilidade espacial de precipitação, essa diferença na escala

espacial dos dados é um importante fator que contribui para inconsistências entre as estimativas dos produtos de satélites e os dados observados em solo (PACA et al., 2020). Essa hipótese pode explicar a maior representatividade do CHIRPS em comparação ao TRMM e CMORPH. Dado que, entre os três produtos de satélite analisados, o CHIRPS é o que apresenta maior resolução espacial, de 0,05° graus (cerca de 5 km, no equador). A alta resolução constitui um fator importante devido à caracterização física mais precisa, sendo associada também à característica não linear da atmosfera, que leva, em última instância, à alta variabilidade do fenômeno em todas as dimensões. Assim, a observação da atmosfera em alta resolução, permite análises diagnósticas mais precisas e, certamente, previsões do tempo e clima com um grau maior de acerto (SILVA BATISTA et al., 2019). Além disso, na região do mediterrâneo, Katsanos et al. (2016), também constataram que entre os produtos analisados o melhor desempenho apresentado pelo CHIRPS pode ser explicado por sua alta resolução espacial.

Aliado a este fator, de acordo com Funk et al. (2015), o que influencia no índice de acerto e eficiência das estimativas do CHIRPS, é o modelo *CHG Precipitation Climatology* (CHPclim), que é a base geradora do CHIRPS. Tal modelo utiliza, além dos indicadores fisiográficos (elevação, latitude e longitude), diversas outras informações de campos médios mensais de longo prazo de outros cinco produtos de satélite, compreendendo: as estimativas de precipitação de micro-ondas; estimativas de precipitação baseadas em micro-ondas e infravermelho do produto CMORPH; temperaturas médias mensais de brilho infravermelho geoestacionário e estimativas da temperatura da superfície da terra. Portanto, comparado aos demais produtos de satélite (TRMM e CMORPH), o CHIRPS mostrou melhores estimativas de precipitação na região amazônica. Trabalhos como os de Paca et al. (2020) e Souza (2019) também constataram que a qualidade dos dados fornecidos pelo CHIRPS é adequada para a estimativa de precipitação na região, sendo este um importante instrumento.

4.2. USLE

4.2.1. Fator erosividade da chuva (R)

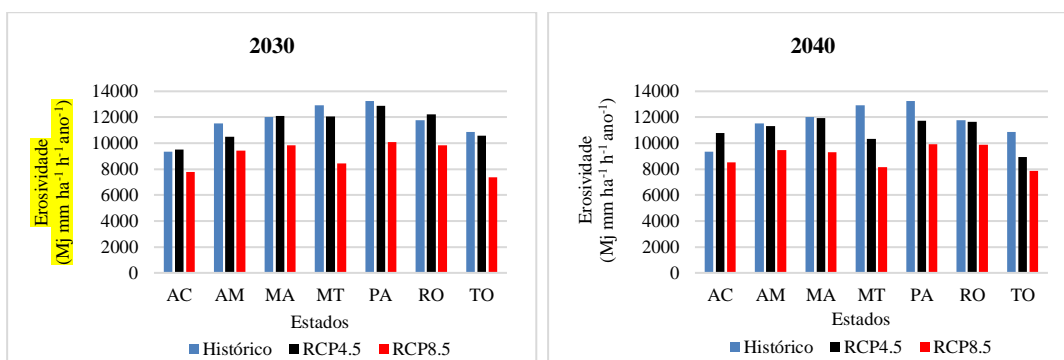
A determinação do fator R foi efetuada, considerando-se as precipitações históricas e projetadas. A erosividade média dos dados históricos foi de 12019,11 Mj mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹. Enquanto que, a média estimada do fator R para os anos futuros foi de 10058,52 e 10060,88 Mj mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹, para o RCP4.5 e RCP8.5, respectivamente. Esses resultados estão de acordo com estudo anteriores realizados na região (PANAGOS et al. 2017; SILVA et al., 2019). Na Tabela 7, são apresentadas as variações da precipitação e erosividade para cada RCP. Nessa tabela, observa-se uma forte tendência de redução na precipitação e do fator R em comparação ao período base. Apenas o ano de 2050 para o cenário RCP4.5 apresentou uma projeção de aumento. Nesse cenário, as maiores reduções na precipitação foram de -1048,92, -682,70 e -656,55 mm, enquanto que, para a erosividade foram de -5731,47, -3534,38 e -3087,65 Mj mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ nos anos de 2090, 2099 e 2070, respectivamente. No RCP8.5 as maiores reduções para precipitação foram de -716,95, -710,99 e -564 mm, à medida que, para a erosividade as maiores reduções foram -2835,83, -2765,94 e -2746,33 Mj mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹ para os anos de 2090, 2060 e 2070, respectivamente.

Tabela 7 - Faixa de variação da precipitação e Fator R para os cenários estudados.

Ano	Cenário	Precipitação (mm)	Fator R (Mj mm ha ⁻¹ h ⁻¹ ano ⁻¹)
2030	RCP4.5	-372,85	-225,12
	RCP8.5	-402,70	-2765,94
2040	RCP4.5	-80,77	-831,64
	RCP8.5	-545,44	-2835,83
2050	RCP4.5	57,73	123,56
	RCP8.5	-68,49	-437,70
2060	RCP4.5	-593,44	-2368,72
	RCP8.5	-710,99	-2746,33
2070	RCP4.5	-656,55	-3087,65
	RCP8.5	-564,00	-2230,36
2080	RCP4.5	-180,65	-29,30
	RCP8.5	-271,71	-839,75
2090	RCP4.5	-1048,92	-5731,47
	RCP8.5	-716,95	-1408,65
2099	RCP4.5	-682,70	-3534,38
	RCP8.5	-443,34	-2401,30

A diminuição da precipitação e erosividade da chuva projetadas pelos GCMs também foram observadas em outros estudos. Vantas et al. (2020) estimaram os valores de erosividade na Grécia até o ano de 2100, verificando que assim como a precipitação, o fator R tende a diminuir até final do século tanto no cenário RCP4.5 como no RCP8.5. No Pantanal Brasileiro, Colman et al. (2019) notaram uma diminuição no fator R ao comparar os valores do período de referência com os projetados. Para os autores, isso se deve ao fato de que as projeções dos modelos climáticos utilizados geraram uma diminuição na precipitação e, conseqüentemente, no fator R. Além disso, Almagro et al. (2017) observaram em seu estudo que a região norte do Brasil apresentou uma diminuição da erosividade em ambos os cenários, com as reduções variando de -6% a -10%. Nessa região, Riquetti et al. (2020) também verificaram que na Amazônia todos os GCMs projetaram uma redução consecutiva da precipitação, e conseqüentemente do fator R, ao longo do século.

A Figura 16 apresenta a quantificação dos valores médios do fator R para cada estado que compõe o arco do desflorestamento. Nos períodos estudados, verifica-se que os estados que apresentam, majoritariamente, os maiores valores de erosividade da chuva são os estados do Pará, Maranhão e Mato Grosso. O estado do Pará é um dos estados onde se observa um dos maiores índices pluviométricos da Amazônia Legal, e conseqüentemente esse estado apresenta elevados valores do fator R. Em seu trabalho na Amazônia, Silva et al. (2019) também verificaram que o Pará é um dos estados onde se verifica um dos maiores valores de erosividade da chuva da região. No entanto, o Maranhão e Mato Grosso são estados onde se observa baixos índices pluviométricos. Os altos valores de erosividade identificados nesses estados ocorre em virtude de esses apresentarem as menores diminuições de precipitação ao longo dos anos projetados, com redução de -30% no Maranhão e de -34,5% no Mato Grosso.



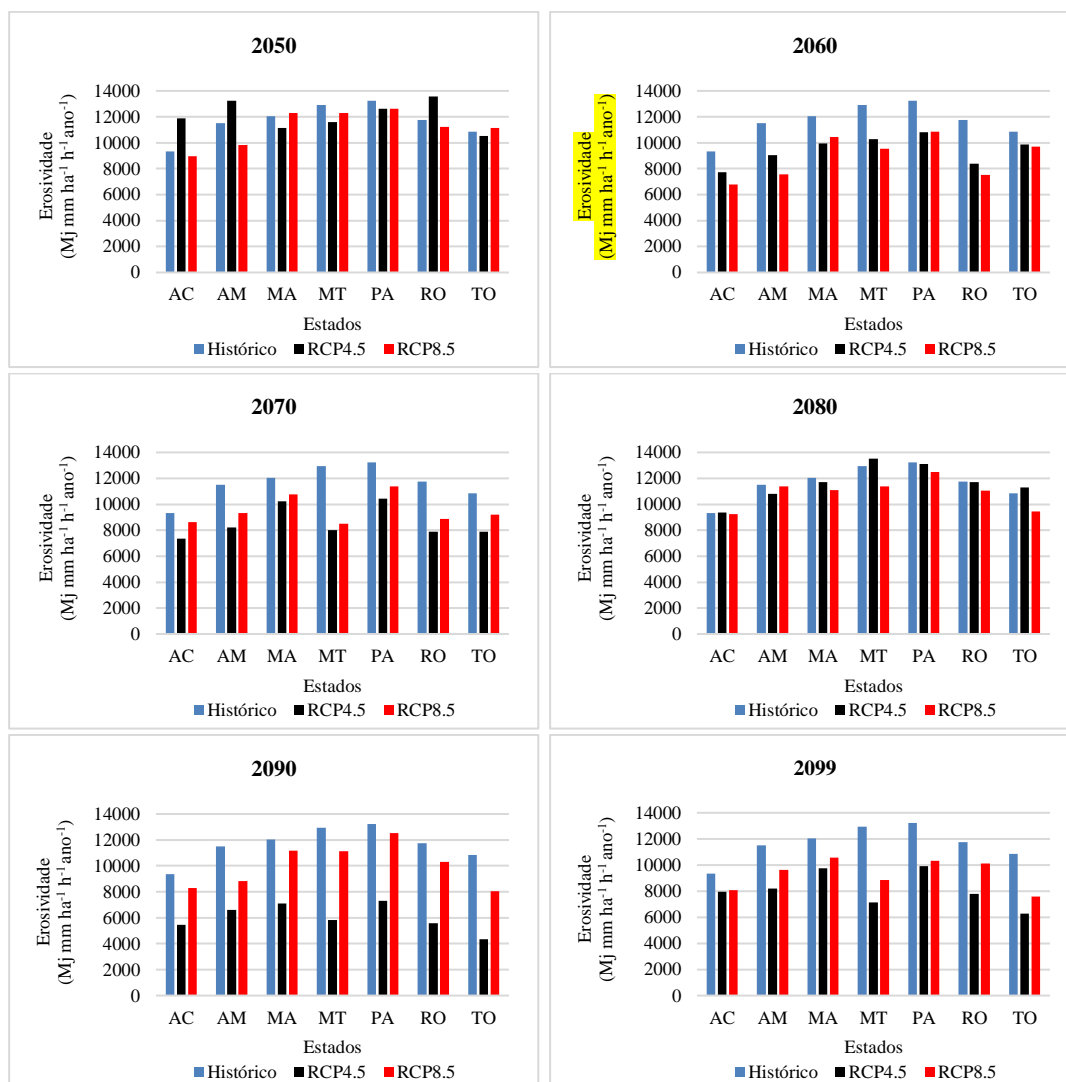


Figura 16 - Potencial erosivo da chuva nos estados que fazem parte do arco do desflorestamento.

Na Figura 17, é apresentada a distribuição espacial do fator R projetado para arco do desflorestamento para os períodos estudados. A figura nos permite verificar como a erosividade da chuva se comportará até o ano de 2099 e como o poder erosivo das chuvas será afetado pelas mudanças climáticas de acordo com os cenários RCP4.5 e RCP8.5. Os valores máximos de erosividade da chuva foram encontrados nos anos de 2080 (RCP4.5) e 2090 (RCP8.5), $17120,63 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ e $17786,07 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, respectivamente. Além disso, observa-se que em ambos os cenários há um padrão na distribuição da erosividade, onde os valores mais elevados estão, predominantemente, concentrados na porção central e nordeste do arco. Nesses cenários, a maior parte dos resultados de erosividade estão na faixa de $10150 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ a $11685 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$.

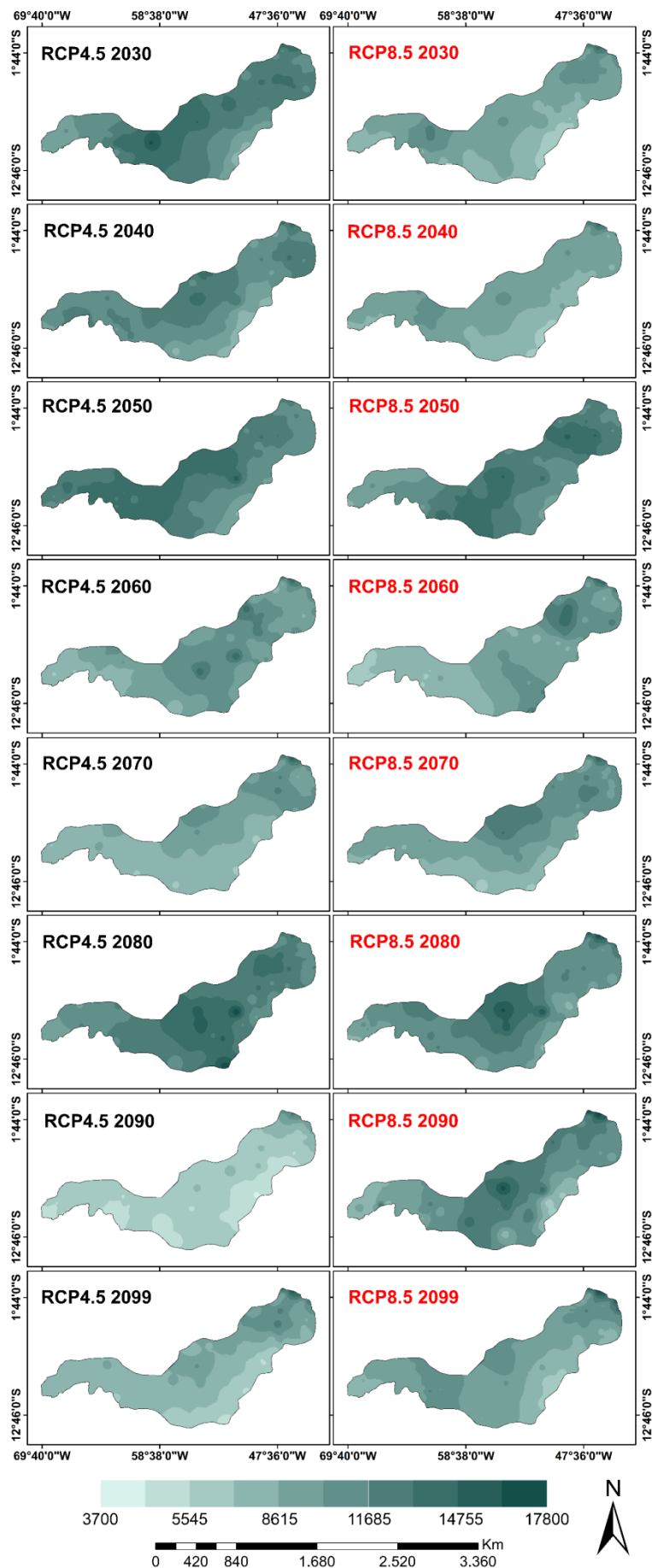


Figura 17 - Projeções do fator R (Mj mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹) para os cenários RCP4.5 e RCP8.5.

4.2.2. Fator erodibilidade do solo (K)

Na região amazônica, observa-se que os principais tipos de solo são o Argissolos vermelhos, Plintossolos, Gleissolos Háplicos, Luvisolos e Cambissolos (GODOI et al., 2021). No arco de desflorestamento, o maior valor do fator K determinado foi de $0,0497 \text{ t.h.Mj}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ e o menor foi de $0,0029 \text{ t.h.Mj}^{-1}.\text{mm}^{-1}$. No mais, observa-se na Tabela 8 que mais da metade da área do arco é composta por solo de baixa erodibilidade segundo a classificação proposta por Carvalho (1994). O valor médio de erodibilidade obtido na região foi de $0,0198 \text{ t.h.Mj}^{-1}.\text{mm}^{-1}$.

Tabela 8 - Área e Fator K para cada tipo de solo.

Erodibilidade ($\text{t.h.Mj}^{-1}.\text{mm}^{-1}$)	Classe de Erodibilidade	Área (%)
$K < 0,0198$	Baixa	57,95
$0,0198 < K < 0,0400$	Média	36,82
$K > 0,0400$	Alta	5,23

A Figura 18 apresenta a distribuição espacial do fator K na área de estudo, onde se observa que os maiores valores de erodibilidade concentram-se na parte oeste do arco (estados do Acre e Amazonas), área onde o conteúdo de silte atinge os níveis mais altos. Para Gómez et al. (2019), os sedimentos da região amazônica, principalmente nas várzeas e seus afluentes, foram formados durante os períodos Neogeno e Quaternário e são facilmente erodidos.

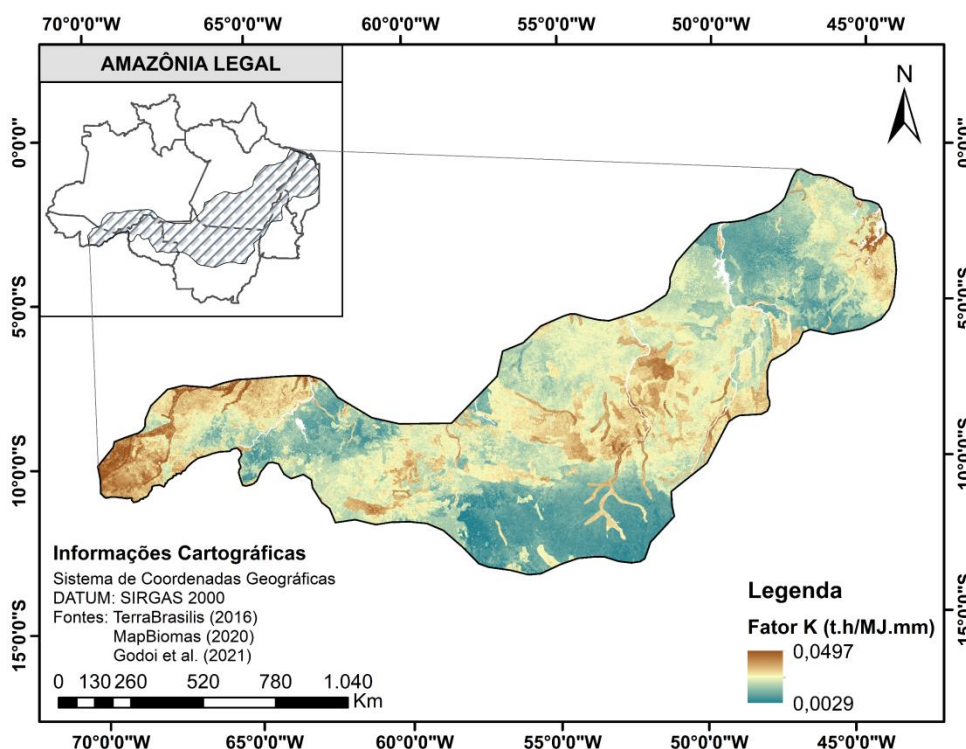


Figura 18 - Fator erodibilidade dos solos (K) para o arco do desflorestamento da Amazônia.

4.2.3. Fator topográfico (LS)

O Modelo de Elevação Digital (MDE) da área de estudo apresentou uma altitude variando de 0 a 955 m. Para a obtenção do fator LS no Sistema de Informação Geográfica (SIG), foram gerados mapas com cada fator de forma separada para posteriormente gerar o produto final. O fator L foi gerado a partir das ferramentas “Flow Direction” e “Flow Accumulation”. Enquanto que, para o fator S utilizou-se a ferramenta “Slope”, a maior parte dos resultados da declividade se concentrou nas faixas de 0 a 3% e 3 a 9%, caracterizando o terreno, segundo a Embrapa (2013), como plano e suave ondulado, respectivamente.

Por fim, a obtenção do Fator LS deu-se por meio da multiplicação de L e S no ambiente SIG. Os valores de LS variaram de 0 a 121. Entretanto, observa-se na Figura 19, que mais de 90% da área apresenta valor do fator LS na faixa de 0 a 3. Além disso, com base nesse mapa, verifica-se que o arco do desflorestamento é pouco susceptível a perda de solo em função do fator LS, que determina as condições de escoamento, principalmente sua velocidade e capacidade hidráulica dos canais de transporte de sedimentos (Wischmeier e Smith, 1978). Para essas condições, a conservação ligada ao uso do solo e a proteção da superfície são fundamentais para reduzir o risco de erosão do solo.

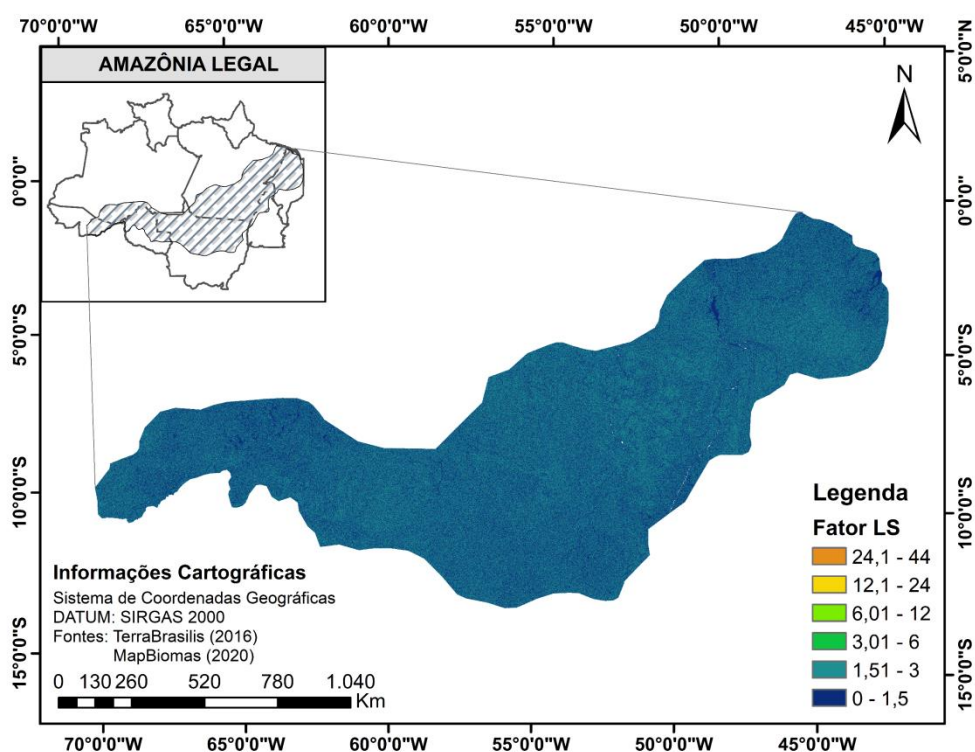


Figura 19 - Classes do fator topográfico (LS) para o arco do desflorestamento.

4.2.4. Fator de uso e manejo do solo (C)

O fator C é um elemento muito importante para entender a vulnerabilidade da área à perda de solo, mostrando como os solos vêm sendo usados. Neste estudo, a base para estimativa dos valores do fator C foi o mapa do uso e manejo do solo, desenvolvido pelo MapBiomas. Nesse contexto, a Tabela 9 apresenta as classes de uso e manejo do solo presentes no arco do desflorestamento, com suas respectivas áreas. Nessa tabela, observa-se que o valor mais elevado do fator C é representado pela classe agricultura (0,60), enquanto que o menor valor (0) é referente aos corpos d'água. Para se determinar um fator C médio para o arco do desflorestamento foi realizada a média ponderada dos valores de C de acordo com os dados da Tabela 9, obtendo-se um valor médio de 0,11.

Tabela 9 - Classes de uso do solo e fator C no arco do desflorestamento.

Tipos de uso e manejo	Área (km²)	Área (%)	Fator C
Vegetação Florestal	1157650	70,11	0,01
Floresta plantada	462,3818	0,03	0,03
Formação natural não florestal	91705,73	5,95	0,13
Agricultura	46854,69	3,04	0,60
Pastagem	207763,6	18,48	0,54
Área artificial	1387,146	0,09	0,2
Área descoberta	1541,273	0,1	1
Corpo d'água	33908	2,2	0

A Figura 20 apresenta a espacialização dos dados de uso e manejo do solo para a área de estudo. Na figura, é possível observar que os estados do Maranhão, Mato Grosso e Pará apresentam elevados valores do fator C, uma vez que, os usos predominantes nessas áreas são pastagem e agricultura. De acordo com Amanambu et al. (2019) e Leite-filho et al. (2021), essas atividades descobrem a camada superficial do solo, intensificam a compactação e a subtração da cobertura vegetal, resultando no aumento da perda do solo devido ao aumento do escoamento superficial da área desmatada.

Nesse contexto, é importante destacar que inúmeros estudos evidenciam o aumento do desmatamento na floresta amazônica causado, principalmente, pela atividade pecuarista. Bowman (2016) aponta que 50 a 80% do desmatamento ocorrido na Amazônia, de 2000 a 2010, foi devido a conversão de floresta em pasto. Além disso, Cerri et al. (2010) presumem que a pecuária é responsável por mais da metade dos novos desmatamentos que acontecem na Amazônia. Caviglia-Harris

(2018) também observou, em seu estudo, que o rebanho bovino brasileiro aumentou mais 100% entre 2000-2015 e grande parte desse aumento ocorreu nos estados da Amazônia Legal, em particular no arco do desflorestamento. Essa tendência de conversão de floresta em atividades agropecuárias, especialmente na região do arco do desflorestamento, tem causado preocupação na sociedade e na comunidade científica.

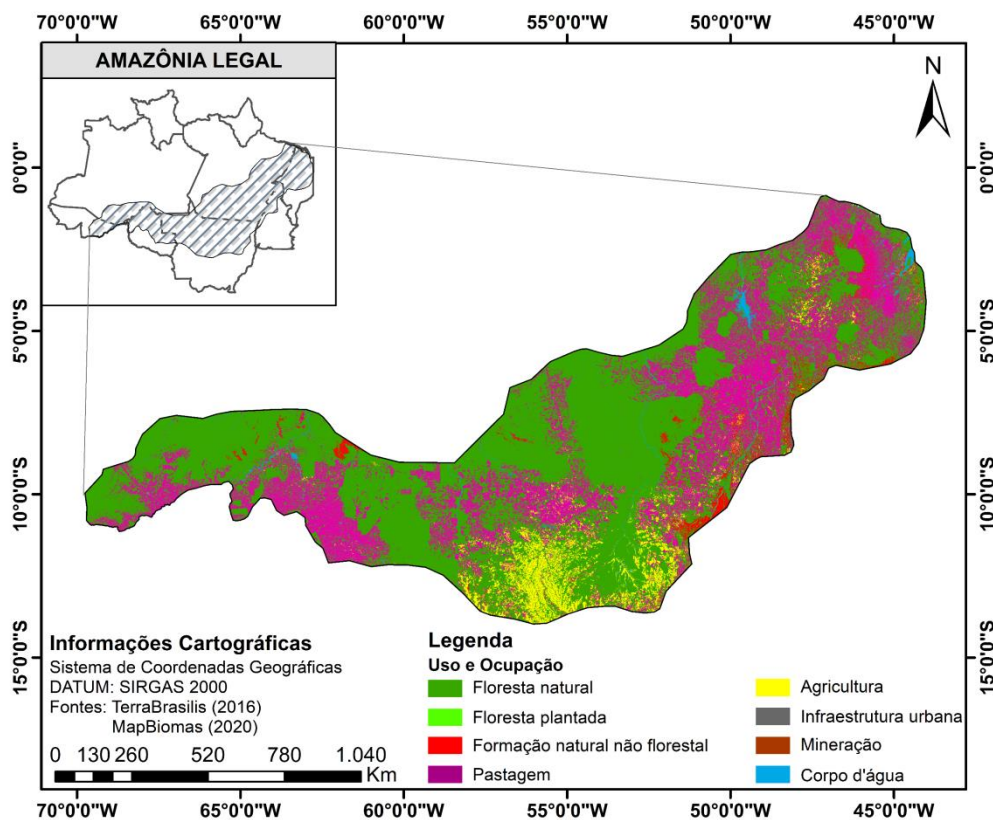


Figura 20 - Classes de uso e ocupação do solo para o arco do desflorestamento.

4.2.5. Perda de solo no arco do desflorestamento

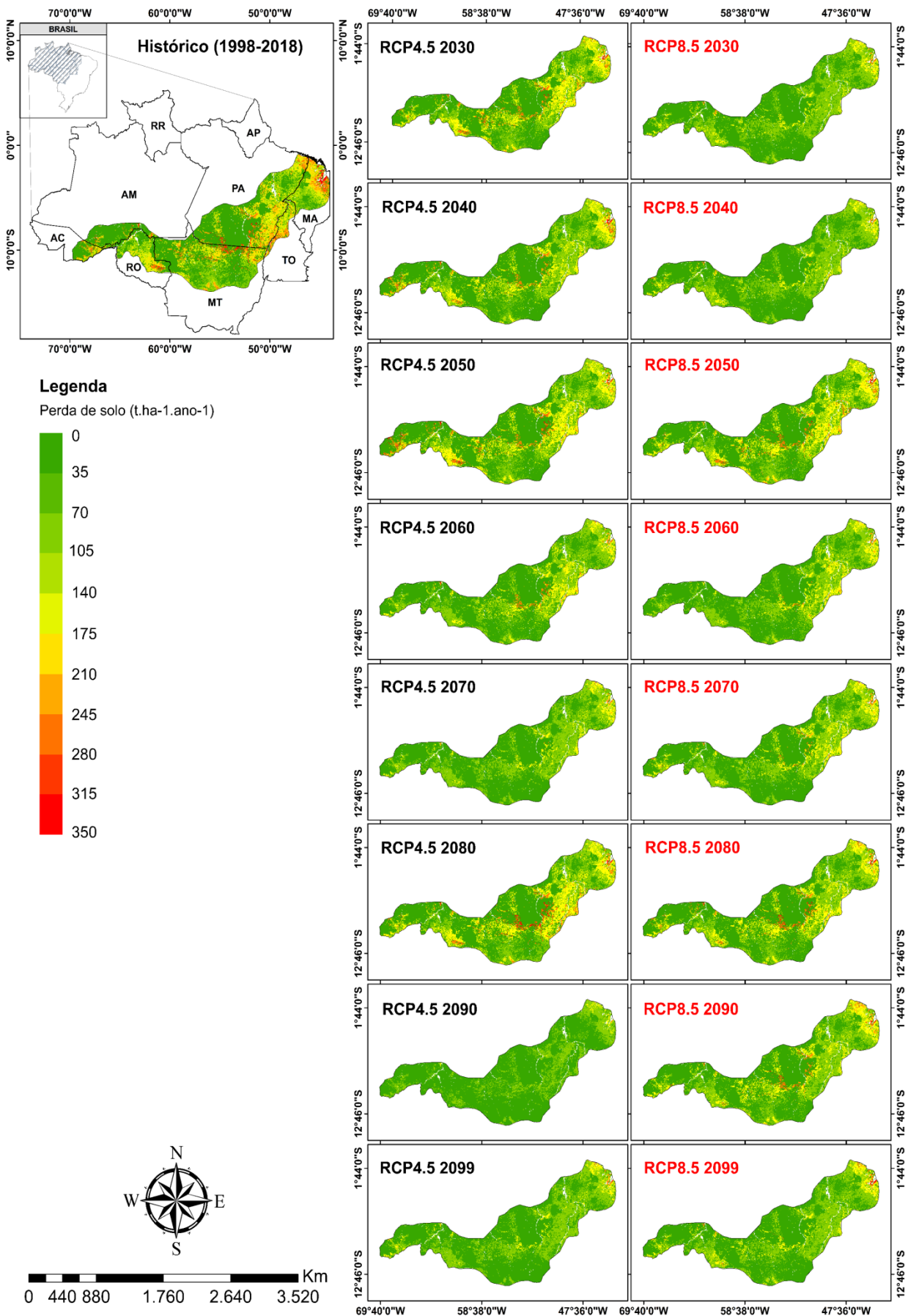
A quantificação da perda de solo no arco do desflorestamento foi realizada via aplicação do modelo USLE (Equação 1). Os resultados do modelo são diretamente afetados pelas alterações do fator R, considerando que todos os outros fatores (K, LS, C e P) foram assumidos como constantes. Inicialmente, foi calculado a perda de solo histórica na região (1998-2018) e posteriormente, foram efetuadas as estimativas de perda de solo até o ano de 2099 com base nos cenários de mudanças climáticas (RCP4.5 e RCP8.5). Nesse contexto, as perdas de solo foram qualificadas segundo a classificação proposta pela *Food and Agriculture Organization* (FAO) de acordo com a Tabela 13.

Tabela 10 - Classes de perda de solo.

t ha⁻¹ ano⁻¹	Classes
0 – 10	Baixa
10 – 50	Moderada
50 – 200	Alta
> 200	Muito alta

Fonte: FAO, 1967.

A Figura 21 apresenta a distribuição espacial da perda de solo anual no arco do desflorestamento para o período histórico de 1998 a 2018 e para o período futuro, nos dois cenários de emissão (RCP8.5 e RCP4.5). Na figura, observa-se que nas projeções realizadas, assim como no período histórico, há um padrão espacial da perda de solo no arco do desflorestamento, onde os maiores valores estão concentrados na porção central e nordeste do arco. No período histórico, os maiores valores de perda de solo foram de 349,41 e 340,12 t ha⁻¹ ano⁻¹. Enquanto que, no período futuro, nota-se que no cenário intermediário o pico de perda de solo ocorreu no ano de 2050, com perdas de aproximadamente 346 t ha⁻¹ ano⁻¹. Já no cenário pessimista, o maior valor de perda de solo observado foi de 335 t ha⁻¹ ano⁻¹, no ano de 2080. Além disso, constata-se que nos cenários RCP4.5 e RCP8.5 a maior parte dos resultados de perda de solo se concentraram na faixa de perda que vai de 50 a 200 t ha⁻¹ ano⁻¹, representando 63,49% e 67,33% dos resultados encontrados em cada cenário, respectivamente.



A perda de solo anual média dos anos futuros e suas mudanças percentuais no arco do desflorestamento sob os cenários RCP4.5 e RCP8.5 são apresentadas na Tabela 11. Analisando esta tabela, nota-se que todas as médias anuais de perda de solo projetadas para o futuro são classificadas como alta, variando de 64,68 a 123,66 t ha⁻¹ ano⁻¹ e 118,26 a 92,84 t ha⁻¹ ano⁻¹ nos cenários RCP4.5 e RCP8.5, respectivamente. Além disso, é verificado uma tendência de redução da perda de solo em quase todos os anos e cenários, com exceção do ano de 2050 no cenário RCP4.5, que apresentou um aumento na perda de solo de 0,82%. No Peru, próximo a região amazônica, Correa et al. (2016) também observaram uma diminuição contínua da perda média anual de solo até o final do século, sendo consequência direta da redução do fator R na região. Nesse contexto, observa-se no arco do desflorestamento, que os anos que apresentaram as maiores médias anuais de perda de solo foram os mesmos que apresentaram aumento ou as menores reduções de erosividade da chuva (Tabela 9). Amanambu et al. (2019), também observaram essa relação do fator de erosividade e a taxa de perda de solo. No entanto, os autores ressaltam que nem sempre o aumento ou diminuição da erosividade afeta a perda de solo na mesma proporção.

Tabela 11 – Perda de solo anual e as mudanças percentuais para as projeções climáticas em comparação com o período histórico (1998-2018).

Ano	Cenário	Média (t.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)	Mudança (%)
Histórico	-	122,65	0,00
2030	RCP4.5	123,66	0,82
	RCP8.5	94,09	-23,29
2040	RCP4.5	114,19	-6,90
	RCP8.5	92,84	-24,31
2050	RCP4.5	121,95	-0,57
	RCP8.5	118,26	-3,58
2060	RCP4.5	97,74	-20,31
	RCP8.5	95,37	-22,24
2070	RCP4.5	91,55	-25,36
	RCP8.5	100,05	-18,43
2080	RCP4.5	122,20	-0,37
	RCP8.5	113,34	-7,59
2090	RCP4.5	64,68	-47,26
	RCP8.5	107,65	-12,23
2099	RCP4.5	86,64	-29,36
	RCP8.5	97,91	-20,17

A Figura 22 apresenta a distribuição espacial do risco de perda de solo no arco do desflorestamento. É observado na figura que as áreas que apresentam maior potencial de perda de solo fazem parte do estado do Pará, Maranhão e Mato Grosso. No Maranhão, em 2060, no cenário intermediário, 88,25% dos dados de perda de solo foram classificados como alto. No mesmo cenário, o estado do Mato Grosso apresentou a segunda maior porcentagem dos dados de perda de solo classificados como alto, sendo este valor, aproximadamente, 86%. Quanto ao risco muito alto de perda de solo, no ano de 2080, o estado do Maranhão apresentou uma média de 17,65% de áreas com dados de perda de solo classificadas como muito alto, a maior média da região para o cenário RCP8.5. Enquanto que, no RCP4.5, o Pará foi o estado que apresentou a maior porcentagem de áreas com risco de perda de solo consideradas muito alta, cerca de 20%. Sendo assim, verifica-se que boa parte das áreas do arco do desflorestamento, onde o potencial de perda de solo é elevado, também apresenta os maiores valores de erosividade da chuva. Além disso, é observado que nos estados mais vulneráveis à perda de solo, o uso da terra é amplamente caracterizado pela extensificação de pastagens e agricultura em grande escala (BOWMAN et al., 2012; DIAS et al. 2016; LENSE et al., 2020).

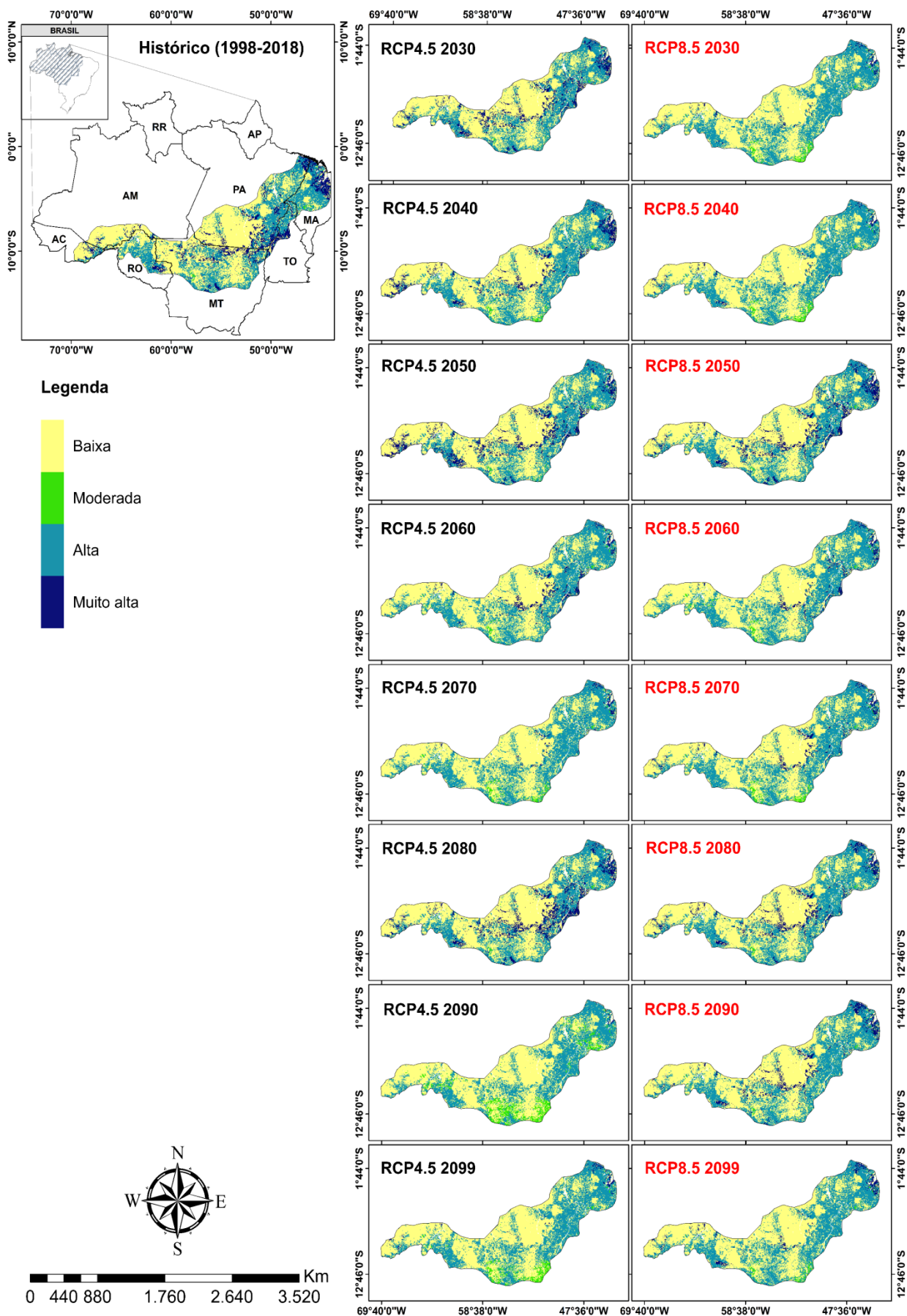


Figura 22 - Risco de perda de solo no arco de desflorestamento para o período histórico (1998-2018) e para os cenários RCP4.5 e RCP8.5.

Nesse contexto, de acordo Plangoen et al. (2013), as influências das mudanças climáticas na perda do solo podem aumentar ou diminuir, dependendo das mudanças na erosividade da chuva e outros fatores de interação. Para Chuenchum et al. (2020), inúmeros estudos indicam que as mudanças climáticas tem um efeito considerável na magnitude e variabilidade da precipitação, sendo a erosividade das chuvas um dos fatores vitais no estudo da perda do solo. No arco do desflorestamento, verifica-se que um dos efeitos das mudanças climáticas será a redução da precipitação em quase todos os anos e cenários estudados. Isso consequentemente influenciará na diminuição do fator erosividade da chuva. Assim sendo, como no presente estudo foi considerado apenas as mudanças no fator R, considerando todos os outros fatores de interação (textura do solo, uso da terra, etc.) constantes, observou-se que a perda de solo projetada para o futuro diminuirá ao longo do século, devido a uma redução na precipitação média anual. Isso coincide com outros estudos, que evidenciam que os valores de precipitação estão diretamente correlacionados com a erosão do solo (HERNANDO e ROMANA, 2015; CORREA et al., 2016; DOULABIAN et al., 2021).

No entanto, alguns autores constataam que há grandes incertezas na previsão de padrões futuros de precipitação, como magnitude, sazonalidade e variabilidade interanual, aumentando a dificuldade de prever tendências climáticas futuras em diferentes escalas (PANAGOS et al., 2017; DOULABIAN et al., 2021). Para Amanambua et al. (2019), a precipitação resultante dos GCMs gera incertezas, uma vez que, não capturam intensidades, tamanho das gotas de chuva e duração da chuva efetiva, que estão linearmente relacionadas à erosão. Este impacto pode subestimar a erosividade e, consequentemente, a perda de solo. Além disso, estudos esclarecem que uma melhor estimativa de perda de solo em cenários de mudanças climáticas poderia ser alcançada considerando as variações futuras do fator de uso e manejo do solo (BOSCO et al., 2008, COLMAN et al., 2019; BERTENI e GROSSI, 2020). Entretanto, ressalta-se que o efeito dessas incertezas não é considerado significativo para o propósito deste estudo, dado que, esta pesquisa não visa retratar um evento exato, mas oferecer uma análise dos possíveis cenários futuros para pesquisadores e formuladores de políticas públicas.

Dessa forma, tendo em vista que a erosão do solo foi identificada como a maior ameaça à degradação da terra na maioria das regiões do mundo (PENNOCK, 2019; PARSONS, 2019), o monitoramento dos processos de degradação do solo passou a ser uma prioridade para o manejo sustentável deste. Como já foi observado, tanto as mudanças climáticas quanto as mudanças na cobertura da terra podem induzir transformações ambientais capazes de modificar a predisposição do solo à erosão hídrica, modificando assim, a dinâmica desse processo. Nesse contexto, os métodos e resultados descritos neste estudo são valiosos para a compreensão da relação entre o risco de perda de solo e as mudanças futuras do clima, sendo úteis para o gerenciamento e planejamento do uso da terra. Além disso, considerando a atual dinâmica do uso e manejo do solo na Amazônia, fica evidente a necessidade de implementação de políticas públicas ambientais eficazes que visem minimizar a exposição das áreas no arco do desflorestamento. Uma vez que, o efeito da agricultura e da pastagem, que são atividades comuns na região, podem acelerar a perda de solo (FERREIRA et al., 2018; BARLOW et al., 2020). Portanto, reconhecendo a relevância desse assunto, recomenda-se que pesquisas futuras no arco do desflorestamento e na Amazônia considerem as mudanças no uso e manejo do solo para projeção futura dos fatores C e P, que são mais influenciados por ações antrópicas que os fatores K e LS.

5. CONCLUSÃO

Com a utilização de dados de satélites para preenchimento de falhas na Amazônia Legal, verificou-se que os três produtos (CMORPH, TRMM e CHIRPS) apresentaram bom desempenho em representar a variação sazonal das chuvas na região. No entanto, os dados do produto CHIRPS foram os que tiveram maior correlação e concordância com os dados de precipitação observado. Com o auxílio desses dados, a erosividade histórica foi calculada, obtendo-se uma média de $12019,11 \text{ Mj mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Quanto a erosividade da chuva estimada para o futuro, foi observado uma forte tendência de redução na precipitação e, conseqüentemente, da erosividade em relação ao período histórico. As médias da erosividade estimada para o futuro foram de $10058,52 \text{ Mj mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ e $10060,88 \text{ Mj mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, para o RCP4.5 e RCP8.5, respectivamente. Além disso, foi observado que em ambos os cenários houve um padrão na distribuição da erosividade, onde os valores mais elevados estavam, predominantemente, concentrados na porção central e nordeste do arco.

Quanto a perda de solo no arco do desflorestamento, observou-se na distribuição espacial de perda de solo que assim como na espacialização da erosividade da chuva, os maiores valores de perda de solo concentraram-se na parte central e nordeste do arco. Além disso, é observado que essa área é formada pelos estados do Pará, Maranhão e Mato Grosso, estados que são amplamente caracterizados pela presença de atividades agropecuárias. A perda de solo média da área no período histórico (1998-2018) foi de $122,65 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. Já nas estimativas de perda de solo nos cenários RCP4.5 e RCP8.5, foi observado uma redução em quase todos os anos. O único ano que apresentou um aumento na perda de solo, cerca de 0,82%, foi o ano de 2050 no cenário RCP4.5. No mais, as médias anuais de perda de solo projetadas para o futuro foram todas classificadas como altas, variando de 64,68 a $123,66 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ no cenário RCP4.5 e 118,26 a $92,84 \text{ t ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ no RCP8.5.

Vale ressaltar que pode ocorrer subestimação da perda de solo futura no arco do desflorestamento, uma vez que, este estudo não considerou as transformações do uso e manejo da terra. No entanto, apesar das incertezas presentes nas simulações dos cenários, elas ainda são capazes de fornecer uma visão detalhada da avaliação dos impactos decorrentes das mudanças climáticas. Considerando que

é essencial compreender os possíveis efeitos das mudanças do clima na perda do solo, tendo em vista que a conservação do solo é de extrema importância para o desenvolvimento sustentável, segurança alimentar e proteção ambiental, esta pesquisa fornece uma visão geral da perda de solo no arco de desflorestamento e pode servir de auxílio no planejamento de práticas de conservação e medidas de mitigação que visem minimizar os efeitos das mudanças climáticas na perda de solo da Amazônia.

REFERÊNCIAS

- ALBUQUERQUE, A. W. D.; FILHO, G.; SANTOS, J. R.; COSTA, J. P.; SOUZA, J. L. **Determinação de fatores da equação universal de perda de solo em Sumé, PB.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, 9, 153-160, 2005.
- AGUILERA, H.; GUARDIOLA-ALBERT, C.; SERRANO-HIDALGO, C. **Estimating extremely large amounts of missing precipitation data.** Journal of Hydroinformatics, 22(3), 578-592, 2020.
- AIRES, U. R. V.; NETO, J. D. O. M.; DE MELLO, C. R. **Estimativas de precipitação pluvial derivadas do sensor TRMM para a bacia hidrográfica do Rio Paraopeba.** Scientia Agraria, 17(2), 57-66, 2017.
- AISSIA, M. A. B.; CHEBANA, F.; OUARDA, T. B. **Multivariate missing data in hydrology – Review and applications.** Advances in Water Resources, 110, 299-309, 2017.
- ALEMAN, J. C.; BLARQUEZ, O.; GOURLET-FLEURY, S.; BREMOND, L.; FAVIER, C. **Tree cover in Central Africa: determinants and sensitivity under contrasted scenarios of global change.** Scientific Reports, v. 7, p. 41393, 2017.
- ALFARO, R.; PACHECO, R. **Aplicación de algunos métodos de relleno a series anuales de lluvia de diferentes regiones de Costa Rica.** Tópicos meteorológicos y oceanográficos, 7(1), 1-20, 2000.
- ALMAGRO, A.; OLIVEIRA, P. T. S.; NEARING, M. A.; HAGEMANN, S. **Projected climate change impacts in rainfall erosivity over Brazil.** Scientific reports, 7(1), 1-12, 2017.
- ALMEIDA, C. T. D.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA JUNIOR, J. F. D.; GOIS, G.; CAVALCANTI, A. S. **Avaliação das estimativas de precipitação do produto 3B43-TRMM do estado do Amazonas.** Floresta e Ambiente, 22(3), 279-286, 2015.
- ALVES, L. M.; CHOU, S. C.; MARENGO, J. A. **Avaliação das previsões de chuvas sazonais do modelo Eta/CPTEC climático sobre o Brasil.** Proc. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, Brasil, 2004.
- ALVES, K. S. S. **Validação da precipitação estimada pelos produtos 3B42 e 3B43 do TRMM sobre a reserva biológica Jaru – RO.** Dissertação de Mestrado. Cuiabá – MT, 2017.
- AMANAMBU, A. C.; LI, L.; EGBINOLA, C. N.; OBAREIN, O. A.; MUPENZI, C.; CHEN, D. **Spatio-temporal variation in rainfall-runoff erosivity due to climate change in the Lower Niger Basin, West Africa.** Catena, 172, 324-334, 2019.
- AMORIM, R. S.; SILVA, D. D.; PRUSKI, F. F. **Conservação de solo e água: Práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica,** 2, 74-107, 2009.

AMORIM, R. S.; SILVA, D. D.; PRUSKI, F. F.; MATOS, A. T. D. **Avaliação do desempenho dos modelos de predição da erosão hídrica USLE, RUSLE e WEPP para diferentes condições edafoclimáticas do Brasil.** Engenharia Agrícola, 30(6), 1046-1049, 2010.

ANACHE, J. A. A.; BACCHI, C. G. V.; PANACHUKI, E.; SOBRINHO, T. A. **Assessment of Methods for Predicting Soil Erodibility in Soil Loss Modeling.** Geociências, São Paulo, 34, 32–40, 2016.

ARAÚJO, F. S.; SALVIANO, A. A. C.; NETO, M. R. H. **Estimativa da Erodibilidade de Latossolos do Piauí.** Scientia Plena, v. 7, n. 10, 24 nov, 2011.

ARMANUOS, A. M.; AL-ANSARI, N.; YASEEN, Z. M. **Cross Assessment of Twenty-One Different Methods for Missing Precipitation Data Estimation.** Atmosphere, 11(4), 389, 2020.

ARVOR, D.; DUBREUIL, V.; RONCHAIL, J.; SIMÕES, M.; FUNATSU, B. M. **Spatial patterns of rainfall regimes related to levels of double cropping agriculture systems in Mato Grosso (Brazil).** International Journal of Climatology, 34(8), 2622-2633, 2014.

ARUNYAWAT, S.; SHRESTHA, R. P. **Simulating future land use and ecosystem services in Northern Thailand.** Journal of Land Use Science, 13(1e2), 146e165, 2018.

BABA, R. K.; VAZ, M. S.; COSTA, J. D. **Correção de dados agrometeorológicos utilizando métodos estatísticos.** Revista Brasileira de Meteorologia, 29(4), 515-526, 2014.

BAHADUR, K. K. **Mapping soil erosion susceptibility using remote sensing and GIS: a case of the Upper Nam Wa Watershed, Nan Province, Thailand.** Environmental geology, 57(3), 695-705, 2009.

BAI, L.; SHI, C.; LI, L.; YANG, Y.; WU, J. **Accuracy of CHIRPS satellite-rainfall products over mainland China.** Remote Sensing, 10(3), 362, 2018.

BANGASH, R.F.; PASSUELLO, A.; SANCHEZ-CANALES, M.; TERRADO, M.; LÓPEZ, A.; ELORZA, F.J.; ZIV, G.; ACUÑA, V.; SCHUHMACHER, M. **Ecosystem services in Mediterranean river basin: Climate change impact on water provisioning and erosion control.** Sci. Total Environ, 458–460, 246–255, 2013.

BARLOW, J.; BERENQUER, E.; CARMENTA, R.; FRANÇA, F. **Clarifying Amazonia's burning crisis.** Global Change Biology, 26(2), 319-321, 2020.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, tempo e clima.** Bookman Editora, 9 ed, 2013.

BATISTA, Pedro Velloso Gomes. **Modelagem da erosão hídrica e métodos de interpolação de batimetria fluvial na bacia do alto rio grande (mg).** Tese de Doutorado. Lavras – MG, 2016.

BECK, H. E.; VERGOPOLAN, N.; PAN, M.; LEVIZZANI, V.; VAN DIJK, A. I.; WEEDON, G. P.; WOOD, E. F. **Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling**. In *Satellite Precipitation Measurement* (625-653). Springer, Cham, 2017.

BEHERA, M.; SENA, D. R.; MANDAL, U.; KASHYAP, P. S.; DASH, S. S. **Integrated GIS-based RUSLE approach for quantification of potential soil erosion under future climate change scenarios**. *Environmental Monitoring and Assessment*, 192(11), 1-18, 2020.

BELETE, M.; DENG, J.; WANG, K.; ZHOU, M.; ZHU, E.; SHIFAW, E.; BAYISSA, Y. **Evaluation of satellite rainfall products for modeling water yield over the source region of Blue Nile Basin**. *Science of The Total Environment*, 708, 134834, 2020.

BERBEROGLU, S.; CILEK, A.; KIRKBY, M.; IRVINE, B.; DONMEZ, C. **Spatial and temporal evaluation of soil erosion in Turkey under climate change scenarios using the Pan-European Soil Erosion Risk Assessment (PESERA) model**. *Environmental Monitoring and Assessment*, 192(8), 1-22, 2020.

BERTENI, F.; GROSSI, G. **Water soil erosion evaluation in a small alpine catchment located in northern Italy: potential effects of climate change**. *Geosciences*, 10(10), 386, 2020.

BERTONI, J.; NETO, F. L. **Conservação do solo**. São Paulo: Ícone, ed.8, 2012.

BESKOW, S.; MELLO, C. R.; NORTON, L. D.; CURI, N.; VIOLA, M. R.; AVANZI, J. C. **Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling**. *Catena*, 79(1), 49-59, 2009.

BLANCO, H.; LAL, R. **Principles of soil conservation and management**. New York: Springer, 2008.

BONNA, J. L. **Mapeamento pedológico e de suscetibilidade erosiva no alto córrego prata**. Dissertação de Mestrado. Ouro Preto - MG, 2011.

BORRELLI, P.; ROBINSON, D. A.; FLEISCHER, L. R.; LUGATO, E.; BALLABIO, C.; ALEWELL, C.; PANAGOS, P. **An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion**. *Nature communications*, 8(1), 1-13, 2017.

BOSCO, C. E. L. S. G.; RUSCO, E.; MONTANARELLA, L.; OLIVERI, S. **Soil erosion risk assessment in the alpine area according to the IPCC scenarios**. *Threats to Soil Quality in Europe*, EUR, 23438, 47-58, 2008.

BOWMAN, M. S.; SOARES-FILHO, B. S.; MERRY, F. D.; NEPSTAD, D. C.; RODRIGUES, H.; ALMEIDA, O. T. **Persistence of cattle ranching in the Brazilian Amazon: A spatial analysis of the rationale for beef production**. *Land use policy*, 29(3), 558-568, 2012.

BOWMAN, M. S. **Impact of foot-and-mouth disease status on deforestation in Brazilian Amazon and cerrado municipalities between 2000 and 2010**. *Journal of Environmental Economics and Management*, v. 75, p. 25-40, 2016.

BUENO, C. R. P.; ARRAES, C. L.; MIQUELONI, D. P. **Aplicação do sistema de informação geográfica para determinação do fator topográfico em bacias hidrográficas**. *Revista Brasileira de Tecnologia Aplicada nas Ciências Agrárias*, 4(2), 30-47, 2011.

BURKETT, V. R.; SUAREZ, A. G.; BINDI, M.; CONDE, C.; MUKERJI, R.; PRATHER, M. J.; YOHE, G. W. **Point of departure**. In: **Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the IPCC**. Cambridge: Cambridge University Press. pp. 169-194, 2014.

CALDERA, H.; PIYATHISSE, V.; NANDALAL, K. **A Comparison of Methods of Estimating Missing Daily Rainfall Data**. *Engineer: Journal of the Institution of Engineers, Sri Lanka*, 49(4), 2016.

CAMPAROTTO, L. B.; BLAIN, G. C.; GIAROLLA, A.; ADAMI, M.; DE CAMARGO, M. B. **Validação de dados termoplúviométricos obtidos via sensoriamento remoto para o Estado de São Paulo**. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi*, 17(6), 2013.

CAMPOZANO, L.; SÁNCHEZ, E.; AVILÉS, Á.; SAMANIEGO, E. **Evaluation of infilling methods for time series of daily precipitation and temperature: The case of the Ecuadorian Andes**. *Maskana*, 5(1), 99-115, 2014.

CÂNDIDO, B. M.; SILVA, M. L. N.; CURI, N.; BATISTA, P. V. G. **Erosão hídrica pós-plantio em florestas de eucalipto na bacia do rio Paraná, no leste do Mato Grosso do Sul**. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 38(5), 1565-1575, 2014.

CARIELLO, B.; BLANCO, C. J. C.; GOMIDE, I. S.; BARBOSA, A. J. S.; SANTOS, D. **Application and Calibration of the Modified Universal Soil Loss Equation to estimate the sediment yield in a small Amazon catchment**. *Sylwan Journal*, 158, 347-359, 2014.

CARVALHO, N. DE O. **Hidrossedimentologia Prática**. CPRM – Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais. Rio de Janeiro, Brasil, 372 p, 1994.

CARVALHO, P. **Erosividade das chuvas em Piripiri - Piauí**. Dissertação de Mestrado. Piauí - Teresina, 2013.

CAVALCANTE, R. B. L.; DA SILVA FERREIRA, D. B.; PONTES, P. R. M.; TEDESCHI, R. G.; DA COSTA, C. P. W.; DE SOUZA, E. B. **Evaluation of extreme rainfall indices from CHIRPS precipitation estimates over the Brazilian Amazonia**. *Atmospheric Research*, 238, 104879, 2020.

CAVIGLIA-HARRIS, J. L. **Agricultural innovation and climate change policy in the Brazilian Amazon: Intensification practices and the derived demand for pasture.** *Journal of Environmental Economics and Management*, 90, 232-248, 2018.

CERRI, C. C.; BERNOUX, M.; MAIA, S. M. F.; CERRI, C. E. P.; COSTA JUNIOR, C.; FEIGL, B. J.; CARVALHO, J. L. N. **Greenhouse gas mitigation options in Brazil for land-use change, livestock and agriculture.** *Scientia Agricola*, 67, 102-116, 2010.

CHANG-GUANG, W.; DE-SHENG, L.; WEN-FA, X.; PENG-CHENG, W.; HAO, M.; ZHI-XIANG, Z. **Spatiotemporal distribution characteristics of rainfall erosivity in Three Gorges Reservoir Area.** *Yingyong Shengtai Xuebao*, 22(1), 2011.

CHAPLOT, V. **Impact of terrain attributes, parent material and soil types on gully erosion.** *Geomorphology*, 186, 1-11, 2013.

CHAPPELL, A.; RENZULLO, L. J.; RAUPACH, T. H.; HAYLOCK, M. **Evaluating geostatistical methods of blending satellite and gauge data to estimate near real-time daily rainfall for Australia.** *Journal of hydrology*, 493, 105-114, 2013.

CHOU, S. C.; BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L. **Previsões sazonais utilizando o modelo Eta/CPTEC sobre América do Sul.** *Proc. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza, Brasil, 2004.

CHOU, S. C.; BUSTAMANTE J. F.; GOMES, J. **Evaluation of ETA model seasonal precipitation forecast over South America.** *Nonlinear Process in Geophysics*, v.12, p. 537-555, 2005.

CHOU, S.C.; LYRA, A.; MOURÃO, C.; DEREZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEIRA, G.; MARENGO, J. **Assessment of Climate Change over South America under RCP 4.5 and 8.5 Downscaling Scenarios.** *American Journal of Climate Change*, v. 3, n. 5, p. 512, 2014.

CHUENCHUM, P.; XU, M.; TANG, W. **Estimation of soil erosion and sediment yield in the LancangMekong River using the modified revised universal soil loss equation and GIS techniques.** *Water*, 12(1), 135, 2019.

CHUENCHUM, P.; XU, M.; TANG, W. **Predicted trends of soil erosion and sediment yield from future land use and climate change scenarios in the Lancang–Mekong River by using the modified RUSLE model.** *International Soil and Water Conservation Research*, 8(3), 213-227, 2020.

COLMAN, C. B.; OLIVEIRA, P. T. S.; ALMAGRO, A.; SOARES-FILHO, B. S.; RODRIGUES, D. B. **Effects of climate and land-cover changes on soil erosion in Brazilian Pantanal.** *Sustainability*, 11(24), 7053, 2019.

COOK, H. L. **The nature and controlling variables of the water erosion process.** *Soil science society of America Journal*, 1(C), 487-494, 1936.

CONTI, G. N. **Estimativa da precipitação através de técnicas de sensoriamento remoto: Estudo de caso para o estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação de Mestrado. Porto Alegre – RS, 2002.

CORREA, S. W.; MELLO, C. R.; CHOU, S. C.; CURI, N.; NORTON, L. D. **Soil erosion risk associated with climate change at Mantaro River basin, Peruvian Andes**. *Catena*, 147, 110-124, 2016.

COSTA, R. F. D.; FEITOSA, J. R. P.; FISCH, G.; SOUZA, S. S. D.; NOBRE, C. A. **Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e pastagem na Amazônia**. *Acta amazônica*, 28(4), 395-395, 1998.

COSTA, K. V. M. **Parâmetros hidrossedimentológicos da bacia hidrográfica do São José, no Cariri cearense**. Dissertação de Mestrado. Fortaleza – CE, 2013.

COSTA, J. C.; PEREIRA, G.; SIQUEIRA, M. E.; DA SILVA CARDOZO, F.; DA SILVA, V. V. **Validação dos dados de precipitação estimados pelo CHIRPS para o Brasil**. *Revista Brasileira de Climatologia*, 24, 2019.

COUTINHO, L. M.; CECÍLIO, R. A.; DE OLIVEIRA GARCIA, G.; XAVIER, A. C.; ZANETTI, S. S.; MOREIRA, M. C. **Cálculo do fator LS da Equação Universal de Perdas de Solos (EUPS) para a bacia do Rio da Prata, Castelo-ES**. *Revista Agro@mbiente On-line*, 8(1), 01-09, 2014.

COYLE, C.; CREAMER, R. E.; SCHULTE, R. P.; O'SULLIVAN, L.; JORDAN, P. **A functional land management conceptual framework under soil drainage and land use scenarios**. *Environmental Science & Policy*, 56, 39-48, 2016.

DE CARVALHO, J. R. P.; MONTEIRO, A.; BOFFINHO, J. E.; NAKAI, A. M.; ASSAD, E. D. **Model for multiple imputation to estimate daily rainfall data and filling of faults**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 32(4), 575-583, 2017.

DE SOUZA COSTA, C. E. A.; BLANCO, C. J. C.; DE OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F. (2020). **IDF curves for future climate scenarios in a locality of the Tapajós Basin, Amazon, Brazil**. *Journal of Water and Climate Change*, 11(3), 760-770.

DE SOUZA COSTA, C. E. A.; BLANCO, C. J. C.; DE OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F. **Impact of climate change in the flow regimes of the Upper and Middle Amazon River**. *Climatic Change (Online)*, v. 166, p. 45, 2021

DEMARCHI, J. C.; PIROLI, E. L.; ZIMBACK, C. R. L. **Estimativa de perda de solos por erosão na bacia hidrográfica do Ribeirão das Perobas (SP) nos anos 1962 e 2011**. *Raega-O Espaço Geográfico em Análise*, 46(1), 110-131, 2019.

DEVATHA, C. P.; DESHPANDE, V.; RENUKAPRASAD, M. S. **Estimation of soil loss using USLE model for Kulhan Watershed, Chattisgarh - A case study**. *Aquatic Procedia*, 4, 1429-1436, 2015.

DIAS, L. C. P.; PIMENTA, F. M.; SANTOS, A. B.; COSTA, M. H.; LADLE, R. J. **Patterns of land use, extensification, and intensification of Brazilian agriculture**. *Global Change Biology*, v. 22, n. 1, p. 2887- 2903, 2016.

DOULABIAN, S.; TOOSI, A. S.; CALBIMONTE, G. H.; TOUSI, E. G.; ALAGHMAND, S. **Projected climate change impacts on soil erosion over Iran**. *Journal of Hydrology*, 598, 126432, 2021.

DUAN, Y.; WILSON, A. M.; BARROS, A. P. **Scoping a field experiment: error diagnostics of TRMM precipitation radar estimates in complex terrain as a basis for IPHEX2014**. *Hydrology & Earth System Sciences*, 19(3), 2015.

DUARTE, M. L.; DA SILVA FILHO, E. P.; BRITO, W. B. M.; DA SILVA, T. A. **Determinação da erodibilidade do solo por meio de dois métodos indiretos em uma bacia hidrográfica na região sul do estado do Amazonas, Brasil**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 21(2), 2020.

EBERT, E. E., JANOWIAK, J. E., & KIDD, C. **Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models**. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(1), 47-64, 2007.

ELLISON, W. D. **Studies of raindrop erosion**. *Agricultural Engineering*, 25(4), 131-136, 1941.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema brasileiro de classificação de solos Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3.ed, 353p. Brasília, 2013.

ESPINOZA, J. C.; MARENGO, J. A.; RONCHAIL, J.; CARPIO, J. M.; FLORES, L. N.; GUYOT, J. L. **The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient**. *Environmental Research Letters*, 9(12), 124007, 2014.

FAO – Food and Agriculture Organization. **Status of the World's Soil Resources (SWSR)**. Rome, Italy, 650, 2015.

FAO – Food and Agriculture Organization. **La erosión del suelo por el agua. Algunas medidas para combatirla en las tierras de cultivo**. Cuadernos de fomento agropecuario da Organizacion de Las Naciones Unidas, Roma, n. 81, 207 p, 1967.

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

FERREIRA, M. P. D. S.; ARTUR, A. G.; QUEIROZ, H. M.; ROMERO, R. E.; COSTA, M. C. G. **Changes in attributes of soils subjected to fallow in desertification hotspot1**. *Revista Ciência Agronômica*, 49, 22-31, 2018.

FESER, F.; ROCKEL, B.; STORCH, H. S.; WINTERFELDT, J.; ZAHN, M. **Regional climate models add value to global model data: A review and selected examples**. American Meteorological Society, v. 92, p. 1181-1192, set, 2011.

FUNK, C.; PETERSON, P.; LANDSFELD, M.; PEDREROS, D.; VERDIN, J.; SHUKLA, S.; MICHAELSEN, J. **The climate hazards infrared precipitation with stations – A new environmental record for monitoring extremes**. Scientific data, 2(1), 1-21, 2015.

GALDINO, S.; WEILL, M. D. A. M.; PANTANAL-CPAP, E. **Estimativa do fator topográfico (LS) da RUSLE para a bacia do alto Taquari-MS/MT, utilizando algoritmo do ângulo de inclinação limite para erosão/deposição**. Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto-SBSR, Curitiba, Brasil. INPE, 4813, 2011.

GARCÍA-RUIZ, J. M.; BEGUERÍA, S.; NADAL-ROMERO, E.; GONZÁLEZ-HIDALGO, J. C.; LANA-RENAULT, N.; SANJUÁN, Y. **A meta-analysis of soil erosion rates across the world**. Geomorphology, 239, 160-173, 2015.

GEBREMICAEL, T. G.; MOHAMED, Y. A.; ZAAG, P. V. D.; GEBREMEDHIN, A.; GEBREMESKEL, G.; YAZEW, E.; KIFLE, M. **Evaluation of multiple satellite rainfall products over the rugged topography of the Tekeze-Atbara basin in Ethiopia**. International journal of remote sensing, 40(11), 4326-4345, 2019.

GIANINETTO, M.; AIELLO, M.; VEZZOLI, R.; POLINELLI, F. N.; RULLI, M. C.; CHIARELLI, D. D.; SONCINI, A. **Future scenarios of soil erosion in the Alps under climate change and land cover transformations simulated with automatic machine learning**. Climate, 8(2), 28, 2020.

GISS – NASA's Goddard Institute for Space Studies. **Global Land-Ocean Temperature Index**. Disponível em: <https://climate.nasa.gov/climate_resources/127/global-temperature/>. Acesso em 25 de fevereiro de 2020.

GITHUNGO, W.; OTENGI, S.; WAKHUNGU, J.; MASIBAYI, E. **Infilling monthly rain gauge data gaps with satellite estimates for ASAL of Kenya**. Hydrology, 3(4), 40, 2016.

GODOI, F. R.; RODRIGUES, D. B.; BORRELLI, P.; OLIVEIRA, P. T. S. **High-resolution soil erodibility map of Brazil**. Science of The Total Environment, 781, 146673, 2021.

GÓMEZ, J.; SCHOBENHAUS, C.; MONTES, N.E. **Geological map of South America 2018 scale 1:5 000 000**. Commission for the Geological map of the World (CGMW), 2019. Disponível em: <<https://www2.sgc.gov.co/MGC/Paginas/gmsa5M2019.aspx>>. Acesso em 16 de abril de 2021.

GRILLAKIS, M.; KOUTROULIS, A. **Hydrometeorological extremes in a warmer climate. A local scale assessment for the island of Crete**. Proc. Electron. Conf. Water Sci. 5818, 2018.

GRILLAKIS, M. G.; POLYKRETIS, C.; ALEXAKIS, D. D. **Past and projected climate change impacts on rainfall erosivity: Advancing our knowledge for the eastern Mediterranean island of Crete**. Catena, 193, 104625, 2020.

GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. **Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration**. J. Hydrologic Eng. 4(2): 135-143, 1999.

HAIR, J. F. J.; BLACK, W. C.; BABIN, B. J.; ANDERSON, R. E. **Multivariate data analysis**. Edinburgh Gate Harlow, Reino Unido: Pearson Education Limited, ed.7, 734 p, 2014.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. **Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS**. Revista Brasileira de Meteorologia, 26(4), 591-608, 2011.

HANNAH, L. **The climate system and climate change**. Climate Change Biology, ed. 2, 2015.

HAREL, O.; ZHOU, X. H. **Multiple imputation: review of theory, implementation and software**. Statistics in medicine, 26(16), 3057-3077, 2007.

HARRIS, I. P. D. J.; JONES, P. D.; OSBORN, T. J.; LISTER, D. H. **Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3. 10 Dataset**. International journal of climatology, 34(3), 623-642, 2013.

HENNIG, T. B.; MOTA, A. D. A. **Avaliação do potencial de produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica do oeste catarinense**. Geografia, 43(2), 2018.

HERNANDO, D.; ROMANA, M. G. **Estimating the rainfall erosivity factor from monthly precipitation data in the Madrid Region (Spain)**. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 63(1), 55, 2015.

HIPT, F. O.; DIEKKRUEGER, B.; STEUP, G.; YIRA, Y.; HOFFMANN, T.; RODE, M. **Modeling the impact of climate change on water resources and soil erosion in a tropical catchment in Burkina Faso, West Africa**. Catena, 163, 63-77, 2018.

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. **Information about Fourth Assessment Report (AR4)**. Disponível em: <<https://www.ipcc.ch/assessment-report/ar4/>>. Acesso em 20 de fevereiro de 2020.

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. **Climate change 2014: synthesis report**. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland, 2014.

ISHIHARA, J. H.; FERNANDES, L.; DUARTE, A. M.; LOUREIRO, G. E. **Avaliação do monitoramento pluviométrico da Amazônia Legal**. Engenharia Ambiental, 10(3), 132-144, 2013.

JANG, S.; KAVVAS, M. L.; ISHIDA, K.; TRINH, T.; OHARA, N.; KURE, S.; CARR, K. J. **A performance evaluation of dynamical downscaling of precipitation over northern California**. Sustainability, 9(8), 1457, 2017.

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. **CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution**. Journal of hydrometeorology, 5(3), 487-503, 2004.

KATSANOS, D.; RETALIS, A.; MICHAELIDES, S. **Validation of a high-resolution precipitation database (CHIRPS) over Cyprus for a 30-year period**. Atmospheric Research, 169, 459-464, 2016.

KHAN, N.; SHAHID, S.; AHMED, K.; ISMAIL, T.; NAWAZ, N.; SON, M. **Performance assessment of general circulation model in simulating daily precipitation and temperature using multiple gridded datasets**. Water, 10(12), 1793, 2018.

KIDD, C. **Satellite rainfall climatology: A review**. International Journal of Climatology A Journal of the Royal Meteorological Society, 21(9), 1041-1066, 2001.

KIDD, C.; HUFFMAN, G. **Global precipitation measurement**. Meteorological Applications, 18(3), 334-353, 2011.

KIM, J. P.; JUNG, I. W.; PARK, K. W.; YOON, S. K.; LEE, D. **Hydrological utility and uncertainty of multi-satellite precipitation products in the mountainous region of South Korea**. Remote Sensing, 8(7), 608, 2016.

KIMANI, M. W.; HOEDJES, J. C.; SU, Z. **An assessment of satellite-derived rainfall products relative to ground observations over East Africa**. Remote sensing, 9(5), 430, 2017.

KOULI, M.; SOUPIOU, P.; VALLIANATOS, F. **Soil erosion prediction using the revised universal soil loss equation (RUSLE) in a GIS framework, Chania, Northwestern Crete, Greece**. Environmental Geology, 57(3), 483-497, 2009.

KRAUSE, P.; BOYLE, D. P.; BÄSE, F. **Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment**. Advances in Geosciences, v. 5, p. 89 – 97, 2005.

LATOCHA, A.; SZYMANOWSKI, M.; JEZIORSKA, J.; STEC, M.; ROSZCZEWSKA, M. **Effects of land abandonment and climate change on soil erosion—an example from depopulated agricultural lands in the Sudetes Mts., SW Poland**. Catena 145, 128–141, 2016.

LAWS, J. O. **Recent studies in raindrops and erosion**. Agric. Engng., 21, 431-433, 1940.

LEITE-FILHO, A. T.; SOARES-FILHO, B. S.; DAVIS, J. L.; ABRAHÃO, G. M.; BÖRNER, J. **Deforestation reduces rainfall and agricultural revenues in the Brazilian Amazon**. Nature Communications, 12(1), 1-7, 2021.

LEGATES, D. R.; MCCABE JR, G. J. **Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation**. Water resources research, 35(1), 233-241, 1999.

LENSE, G. H. E.; AVANZI, J. C.; PARREIRAS, T. C.; MINCATO, R. L. **Effects of deforestation on water erosion rates in the Amazon region**. Revista Brasileira de Ciências Agrárias, 15(4), 1-7, 2020.

LEVIZZANI, V. **Intense rainfall monitoring from geostationary satellites**. In Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, 9 th, Paris, France (pp. 327-330), 1999.

LI, Z.; FANG, H. **Impacts of climate change on water erosion: A review**. Earth-Science Reviews, 163, 94-117, 2016.

LI, X.; YE, X. **Variability of rainfall erosivity and erosivity density in the Ganjiang River Catchment, China: Characteristics and influences of climate change**. Atmosphere, 9(2), 48, 2018.

LI, X.; SHA, J.; ZHAO, Y.; WANG, Z. L. **Estimating the responses of hydrological and sedimental processes to future climate change in watersheds with different landscapes in the Yellow River Basin, China**. International journal of environmental research and public health, 16(20), 4054, 2019.

LI-JING, C.; JIANG, Z.; ABRAHAM, J. **Global upper ocean heat content estimation: Recent progress and the remaining challenges**. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 8(6), 333-338, 2015.

LIMBERGER, L.; SILVA, M. E. S. **Precipitação observada na Amazônia Brasileira: Redes convencionais e dados da Reanálise I do NCEP/NCAR, CRU e GPCC**. Revista Brasileira de Climatologia, 22, 2018.

LISBOA, E. G.; BLANCO, C. J. C.; MAIA, R. O. P.; BELLO, L. A. L. **A stochastic estimation of sediment production in an urban catchment using the USLE model**. Hydrological Sciences Journal, 62(15), 2571-2586, 2017.

LIU, J. K.; SHIH, P. T. **Topographic correction of wind-driven rainfall for landslide analysis in Central Taiwan with validation from aerial and satellite optical images**. Remote Sensing, 5(6), 2571-2589, 2013.

LÓPEZ-GARCÍA, E. M.; TORRES-TREJO, E.; LÓPEZ-REYES, L.; FLORES-DOMÍNGUEZ, Á. D.; PEÑA-MORENO, R. D.; LÓPEZ-OLGUÍN, J. F. **Estimation of**

soil erosion using USLE and GIS in the locality of Tzicatlacoyan, Puebla, México. Soil and Water Research, 15(1), 9-17, 2020.

LUETZENBURG, G.; BITTNER, M. J.; CALSAMIGLIA, A.; RENSCHLER, C. S.; ESTRANY, J.; POEPPL, R. **Climate and land use change effects on soil erosion in two small agricultural catchment systems Fugnitz–Austria, Can Revull–Spain.** Science of the Total Environment, 704, 135389, 2020.

LUO, X.; WU, W.; HE, D.; LI, Y.; JI, X. **Hydrological Simulation Using TRMM and CHIRPS Precipitation Estimates in the Lower Lancang-Mekong River Basin.** Chinese geographical science, 29(1), 13-25, 2019.

LYRA, A. A. **Estudo de vulnerabilidade do bioma Amazônia aos cenários de mudanças climáticas.** Tese de Doutorado. São José dos Campos – SP, 2015.

LYRA, A. D. A.; CHOU, S. C.; SAMPAIO, G. D. O. **Sensitivity of the Amazon biome to high resolution climate change projections.** Acta Amazonica, 46(2), 175-188, 2016.

MACEDO, R. S.; TEIXEIRA, W. G.; ENCINAS, O. C.; SOUZA, A. D.; MARTINS, G. C.; ROSSI, L. M. B. **Determinação do fator erodibilidade de diferentes classes de solo do estado do Amazonas e de um Cambissolo Háplico na Província Petrolífera de Urucu, Coari-AM.** In Embrapa Amazônia Ocidental-Artigo em anais de congresso. In: Reunião Científica da Rede Ctpetro Amazônia, 3, Manaus, 2010.

MAGGIONI, V.; SAPIANO, M. R.; ADLER, R. F. **Estimating uncertainties in high-resolution satellite precipitation products: systematic or random error?.** Journal of Hydrometeorology, 17(4), 1119-1129, 2016.

MAIDMENT, R. I.; GRIMES, D. I.; ALLAN, R. P.; GREATREX, H.; ROJAS, O.; LEO, O. **Evaluation of satellite-based and model re-analysis rainfall estimates for Uganda.** Meteorological Applications, 20(3), 308-317, 2013.

MANNIGEL, A. R.; DE PASSOS, M.; MORETI, D.; DA ROSA MEDEIROS, L. **Fator erodibilidade e tolerância de perda dos solos do Estado de São Paulo.** Acta Scientiarum. Agronomy, 24, 1335-1340, 2002.

MANOLA, I.; VAN DEN HURK, B.; DE MOEL, H.; AERTS, J.C.J.H. **Future extreme precipitation intensities based on a historic event.** Hydrology and Earth System Sciences, 22, 3777–3788, 2018.

MARENGO, J. A. **Água e mudanças climáticas.** Estudos avançados, 22(63), 83-96, 2008.

MARENGO, J. A. **Mudanças Climáticas: Detecção e cenários futuros para o Brasil até o final do século XXI.** Tempo e clima do Brasil. São Paulo: Oficina de textos, 2009.

MARENGO, J.A.; CHOU, S.C.; KAY, G.; ALVES, L.M.; PESQUERO, J.F.; SOARES, W.R.; SANTOS, D.C.; LYRA, A.A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.J.;

GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P. **Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTec/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins.** *Climate Dynamics*, v. 38, n. 9-10, p. 1829-1848, 2012.

MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P.; ALVES, L. M. **A seca de 2012-15 no semiárido do Nordeste do Brasil no contexto histórico.** *Revista Climanalise*, v. 3, p. 1-6, 2016.

MARIOTI, J.; BERTOL, I.; RAMOS, J. C.; WERNER, R. D. S.; PADILHA, J.; BANDEIRA, D. H. **Erosão hídrica em semeadura direta de milho e soja nas direções da pendente e em contorno ao declive, comparada ao solo sem cultivo e descoberto.** *Revista brasileira de ciência do solo*, 37(5), 1361-1371, 2013.

MANDLE, L.; WOLNY, S.; BHAGABATI, N.; HELSINGEN, H.; HAMEL, P.; BARTLETT, R.; SU MON, M. **Assessing ecosystem service provision under climate change to support conservation and development planning in Myanmar.** *PloS one*, 12(9), e0184951, 2017.

MELLO, C. R.; ÁVILA, L. F.; VIOLA, M. R.; CURI, N.; NORTON, L. D. **Assessing the climate change impacts on the rainfall erosivity throughout the twenty-first century in the Grande River Basin (GRB) headwaters, Southeastern Brazil.** *Environmental Earth Sciences*, 73(12), 8683-8698, 2015.

MCGREGOR, J. L.; WALSH, K. J.; KATZFEY, J. J. **Nested modelling for regional climate studies. Modelling change in environmental systems.** Chichester: Wiley. p.367-386, 1993.

MEUSBURGER, K.; STEEL, A.; PANAGOS, P.; MONTANARELLA, L.; ALEWELL, C. **Spatial and temporal variability of rainfall erosivity factor for Switzerland.** *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 167-177, 2012.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; RUHOFF, A. L. **Utilização de métodos de representação espacial para cálculo do fator topográfico na equação universal de perda de solo revisada em bacias hidrográficas.** *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 34, 1455-1462, 2010.

MIRÓ, J. J.; CASELLES, V.; ESTRELA, M. J. **Multiple imputation of rainfall missing data in the Iberian Mediterranean context.** *Atmospheric research*, 197, 313-330, 2017.

MISRA, V.; DIRMEYER, P. A.; KIRTMAN, B. P. **Dynamic downscaling of seasonal simulations over South America.** *Journal Climate* 16:103–117, 2003.

MONDAL, A.; KHARE, D.; KUNDU, S. **Change in rainfall erosivity in the past and future due to climate change in the central part of India.** *International soil and water conservation research*, 4(3), 186-194, 2016.

MORAIS, L. F. B.; SILVA, V.; NASCHENVENG, T. M. C.; HARDOIN, P. C.; ALMEIDA, J. E. L.; WEBER, O. L. S.; BOEL, E.; DURIGON, V. **Índice EI30 e sua relação com o coeficiente de chuva do sudoeste de Mato Grosso**. R. Bras.Ci. Solo. v. 15, p. 339-344, 1991.

MORAIS, R. C. S.; SALES, M. C. L. **Estimativa do potencial natural de erosão dos solos da bacia hidrográfica do Alto Gurguéia, Piauí-Brasil, com uso de Sistema de Informação Geográfica**. Caderno de Geografia, 27(1), 84-105, 2017.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. **Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations**. Transactions of the ASABE, 50(3), 885-900, 2007.

MORIASI, D. N.; GITAU, M. W.; PAI, N.; DAGGUPATI, P. **Hydrologic and water quality models: Performance measures and evaluation criteria**. Transactions of the ASABE, 58(6), 1763-1785, 2015.

NADAL-ROMERO, E.; GONZÁLEZ-HIDALGO, J. C.; CORTESI, N. A.; DESIR, G.; GÓMEZ, J. A.; LASANTA, T.; ZABALETA, A. **Relationship of runoff, erosion and sediment yield to weather types in the Iberian Peninsula**. Geomorphology, 228, 372-381, 2015.

NAPOLI, M.; CECCHI, S.; ORLANDINI, S.; MUGNAI, G.; ZANCHI, C. A. **Simulation of field-measured soil loss in Mediterranean hilly areas (Chianti, Italy) with RUSLE**. Catena, 145, 246-256, 2016.

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration. **Atmospheric CO₂ at Mauna Loa observatory**. Disponível em: <<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>>. Acesso em 25 de fevereiro de 2020.

NOBRE, C. A. **Mudanças climáticas globais: possíveis impactos nos ecossistemas do país**. Parcerias estratégicas, 6(12), 239-258, 2010.

NUNES, J. G.; CAMPOS, M. C. C.; NUNES, J. C.; MANTOVANELLI, B. C.; CUNHA, J. M.; SOARES, M. D. R. **Aplicação da Equação Universal de Perdas de Solo na região sul do Amazonas**. Revista da Universidade Vale do Rio Verde, 15(2), 548-557, 2017.

NURMI, P. **Recommendations on the verification of local weather forecasts**. ECMWF Tech. Memo. 430, 19 pp, 2003.

OHUNAKIN, O. S.; ADARAMOLA, M. S.; OYEWOLA, O. M.; MATTHEW, O. J.; FAGBENLE, R. O. **The effect of climate change on solar radiation in Nigeria**. Solar Energy, v. 116, p. 272-286, 2015

OVIEDO, A.; LIMA, W. P.; AUGUSTO, C. **O arco do desmatamento e suas flechas**. 2020.

OLIVEIRA, L. F.; FIOREZE, A. P.; MEDEIROS, A. M.; SILVA, M. A. **Comparação de metodologias de preenchimento de falhas de séries históricas de precipitação pluvial anual**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, 14(11), 1186-1192, 2010.

PACA, V. H. D. M.; ESPINOZA-DÁVALOS, G. E.; MOREIRA, D. M.; COMAIR, G. **Variability of Trends in Precipitation across the Amazon River Basin Determined from the CHIRPS Precipitation Product and from Station Records**. Water, 12(5), 1244, 2020.

PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D. C.; CLARKE, R. T.; COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D. G. **Reduced precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data**. Geophysical Research Letters, 38(4), 2011.

PANAGOS, P.; BORRELLI, P.; MEUSBURGER, K.; VAN DER ZANDEN, E. H.; POESEN, J.; ALEWELL, C. **Modelling the effect of support practices (P-factor) on the reduction of soil erosion by water at European scale**. Environmental science & policy, 51, 23-34, 2015.

PANAGOS, P.; BALLABIO, C.; BORRELLI, P.; MEUSBURGER, K. **Spatio-temporal analysis of rainfall erosivity and erosivity density in Greece**. Catena, 137, 161-172, 2016.

PANAGOS, P.; BORRELLI, P.; MEUSBURGER, K.; YU, B.; KLIK, A.; LIM, K. J.; SADEGHI, S. H. **Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records**. Scientific reports, 7(1), 1-12, 2017.

PANCHOLI, V. H.; LODHA, P. P.; PRAKASH, I. **Estimation of runoff and soil erosion for Vishwamitri river watershed, Western India using RS and GIS**. American Journal of Water Science and Engineering, 1(2), 7, 2015.

PAPACHARALAMPOUS, G.; TYRALIS, H.; KOUTSOYIANNIS, D. **Comparison of stochastic and machine learning methods for multi-step ahead forecasting of hydrological processes**. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 33(2), 481-514, 2019.

PARK, S.; JIN, C.; CHOI, C. **Predicting soil erosion under land-cover area and climate changes using the revised universal soil loss equation**. In Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology XIII (Vol. 8174, p. 817409). International Society for Optics and Photonics, 2011.

PARSONS, A. J. **How reliable are our methods for estimating soil erosion by water?**. Science of the total environment, 676, 215-221, 2019.

PATIL, R. J.; SHARMA, S. K. **Remote Sensing and GIS based modeling of crop/cover management factor (C) of USLE in Shakker river watershed**. In International Conference on Chemical, Agricultural and Medical Sciences Dec (pp. 29-30), 2013.

PAUTHIER, B.; BOIS, B.; CASTEL, T.; THEVENIN, D.; RICHARD, Y. **Intercomparaison radar pluviomètre pour l'estimation des pluies á haute résolution**. Liège – France, 2015.

PBMC - Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas. **Base Científica das Mudanças Climáticas – 1º Relatório de Avaliação Nacional**. Rio de Janeiro, v. 1, p. 28, 2014.

PECK, R.; OLSEN, C.; DEVORE, J. L. **Introduction to statistics and data analysis**. Cengage Learning, 2015.

PENNOCK, D. J. **Soil erosion: The greatest challenge for sustainable soil management**. Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2019.

PEREIRA, G.; SILVA, M. E. S.; MORAES, E. C.; CARDOZO, F. S. **Avaliação dos dados de precipitação estimados pelo satélite TRMM para o Brasil**. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 18(3), 139-148, 2013.

PEREIRA FILHO, A. J.; CARBONE, R. E.; TUTTLE, J. D.; KARAM, H. A. **Convective rainfall in Amazonia and adjacent tropics**. Atmospheric and Climate Sciences, 5(02), 137, 2015.

PEREIRA FILHO, A. J.; VEMADO, F.; VEMADO, G.; GOMES VIEIRA REIS, F. A.; GIORDANO, L. D. C.; CERRI, R. I.; ZAINÉ, J. E. **A Step towards Integrating CMORPH Precipitation Estimation with Rain Gauge Measurements**. Advances in Meteorology, 2018.

PEREZ, R.; CEBECAUER, T.; ŠÚRI, M. **Semi-empirical satellite models**. Solar energy forecasting and resource assessment, 21-48, 2013.

PESSI, D. D.; SANTOS, C. S. A. D.; NONATO, J. J.; DOURADO, L. G. A.; SILVA, O. P.; BASSINI, R. T.; JOSÉ, J. V. **Validação das estimativas de precipitação do satélite TRMM no Estado de Mato Grosso, Brasil**. Revista de Ciências Agrárias, 42(1), 81-90, 2019.

PETTY, G. W. **The status of satellite-based rainfall estimation over land**. Remote Sensing of Environment, 51(1), 125-137, 1995.

PHAM, T. G.; DEGENER, J.; KAPPAS, M. **Integrated universal soil loss equation (USLE) and Geographical Information System (GIS) for soil erosion estimation in A Sap basin: Central Vietnam**. International Soil and Water Conservation Research, 6(2), 99-110, 2018.

PIZARRO, R.; AUSENSI, P.; ARAVENA, D.; SANGÜESA, C.; LEÓN, L.; BALOCCHI, F. **Evaluación de métodos hidrológicos para la completación de datos faltantes de precipitación en estaciones de la región del Maule, Chile**. Aqua-Lac, 1(2), 172-185, 2009.

PLANGOEN, P.; BABEL, M. S.; CLEMENTE, R. S.; SHRESTHA, S.; TRIPATHI, N. K. **Simulating the impact of future land use and climate change on soil erosion**

and deposition in the Mae Nam Nan sub-catchment, Thailand. Sustainability, 5(8), 3244-3274, 2013.

PLANGOEN, P.; UDMALE, P. **Impacts of climate change on rainfall erosivity in the Huai Luang Watershed, Thailand.** Atmosphere, 8(8), 143, 2017.

POESEN, J. **Soil erosion in the Anthropocene: Research needs.** Earth Surface Processes and Landforms, 43(1), 64-84, 2018.

PROJETO MapBiomias. **Coleção v4.1 da Série Anual de Mapas de Cobertura e Uso de Solo do Brasil.** Disponível em: <<https://plataforma.mapbiomas.org/map#coverage>>. Acesso em 24 de maio de 2020.

PRUSKI, F. F. **Fatores que interferem na erosão hídrica do solo. Conservação de solo e água: Práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica.** Viçosa: Ed. UFV; p. 40-73, 2009.

RADI, N. F. A.; ZAKARIA, R.; AZMAN, M. A. Z. **Estimation of missing rainfall data using spatial interpolation and imputation methods.** In AIP conference proceedings (Vol. 1643, No. 1, pp. 42-48). American Institute of Physics, 2015.

RANIERI, S.B.L. **Estimativa da erosão do solo em uma bacia hidrográfica no Município de Piracicaba (SP) utilizando os modelos USLE e WEPP.** Tese de Doutorado. São Paulo – SP, 2000.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. **Regimes of precipitation in South America: a bibliographical review.** Brazilian Journal of Meteorology, 25, 185-204, 2010.

REBOITA, M. S.; DA ROCHA, R. P.; DIAS, C. G.; YNOUE, R. Y. **Climate projections for South America: RegCM3 driven by HadCM3 and ECHAM5.** Advances in Meteorology, 2014.

RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; WEESIES, G. A.; MCCOOL, D. K.; YODER, D. C. **Predicting soil erosion by water.** Agriculture handbook, 703, 1997.

RESHMIDEVI, T. V.; KUMAR, D. N.; MEHROTRA, R.; SHARMA, A. **Estimation of the climate change impact on a catchment water balance using an ensemble of GCMs.** Journal of Hydrology, 556, 1192-1204, 2017.

RIQUETTI, N. B.; MELLO, C. R.; BESKOW, S.; VIOLA, M. R. **Rainfall erosivity in South America: Current patterns and future perspectives.** Science of the Total Environment, 724, 138315, 2020.

RIVERO, S.; ALMEIDA, O.; ÁVILA, S.; OLIVEIRA, W. **Pecuária e desmatamento: uma análise das principais causas diretas do desmatamento na Amazônia.** Nova economia, 19, 41-66, 2009.

RODRIGUES, J. A. M.; DE MELLO, C. R.; VIOLA, M. R.; RODRIGUES, M. C. **Estimativa da vulnerabilidade dos solos à erosão hídrica na bacia hidrográfica do Rio Cervo–MG**. *Geociências* (São Paulo), 36(3), 531-542, 2018.

ROUTSCHEK, A.; SCHMIDT, J.; KREIENKAMP, F. **Impact of climate change on soil erosion – a high resolution projection on catchment scale until 2100 in Saxony/Germany**. *Catena*, 121, 99–109, 2014.

SALIO, P.; HOBOUCHIAN, M. P.; SKABAR, Y. G.; VILA, D. **Evaluation of high-resolution satellite precipitation estimates over southern South America using a dense rain gauge network**. *Atmospheric Research*, 163, 146-161, 2015.

SÁNCHEZ, E.; SOLMAN, S.; REMEDIO, A. R. C.; BERBERY, H.; SAMUELSSON, P.; DA ROCHA, R. P.; JACOB, D. **Regional climate modelling in CLARIS-LPB: a concerted approach towards twentyfirst century projections of regional temperature and precipitation over South America**. *Climate Dynamics*, 45(7), 2193-2212, 2015.

SANTOS, D. B. O.; BLANCO, C. J. C.; PESSOA, F. C. L. **RUSLE para Determinação da Tolerância de Perda de Solo**. *Biota Amazônia*, 5(4), 78-83, 2015.

SATTARI, M. T.; REZAZADEH-JOUDI, A.; KUSIAK, A. **Assessment of different methods for estimation of missing data in precipitation studies**. *Hydrology Research*, 48(4), 1032-1044, 2016.

SERRÃO, E. A.; SILVA, M. T.; DE SOUSA, F. D. A. S.; DE ATAIDE, L. C. P.; DOS SANTOS, C. A.; DA SILVA, V. D. P. R.; DA NOBREGA SILVA, B. K. **Influência do uso e cobertura da terra na variabilidade espacial e temporal da evapotranspiração no sudeste da Amazônia, utilizando o modelo SWAT**. *Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais*, 10(4), 134-148, 2019.

SERRAT-CAPDEVILA, A.; VALDES, J. B.; STAKHIV, E. Z. **Water management applications for satellite precipitation products: Synthesis and recommendations**. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 50(2), 509-525, 2014.

SHEN, Y.; XIONG, A.; WANG, Y.; XIE, P. **Performance of high-resolution satellite precipitation products over China**. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D2), 2010.

SILVA, A. M. **Rainfall Erosivity Map for Brazil**. *Catena*. n.57. p. 251-259, 2004.

SILVA, L. F. D. **A construção de um índice de sustentabilidade ambiental agrícola (ISA): uma proposta Metodológica**. Tese de doutorado. Campinas – SP, 2007.

SILVA, K. N. S.; BLANCO, C. J. C.; SILVA, D. S. **Análise da perda de solo de uma pequena bacia hidrográfica da Amazônia através dos modelos de Poesen e USLE**. XI Encontro Nacional de Engenharia de Sedimento, 2014.

SILVA, F. S.; BLANCO, C. J. C.; DUARTE, A. A. A. M. **Análise da topografia para determinação do fator LS da USLE de uma pequena bacia hidrográfica da Amazônia.** XII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimento, 2016.

SILVA, D. S.; BLANCO, C. J. C.; DOS SANTOS JUNIOR, C. S.; MARTINS, W. L. D. **Modeling of the spatial and temporal dynamics of erosivity in the Amazon. Modeling Earth Systems and Environment.** Modeling Earth Systems and Environment, 6(1), 513-523, 2019.

SILVA, E. R. M. D.; BARBOSA, I. C. D. C.; SILVA, H. J. F. D.; Costa, L. G. S.; ROCHA, E. J. P. D. **Análise do desempenho da estimativa de precipitação do produto CHIRPS para sub-bacia do Rio Apeú, Castanhal-PA.** Revista Brasileira de Geografia Física v.13, n.03, 2020.

SILVA BATISTA, C.; SILVA, M. E. S.; AMBRIZZI, T.; TOMMASELLI, J. T. G.; PATUCCI, N. N.; MATAVELI, G. A. V.; CORREA, W. C. **Precipitação na América do Sul – dados obtidos por estações meteorológicas automáticas e por sistemas orbitais.** Revista Brasileira de Climatologia, 25, 2019.

SIQUEIRA JÚNIOR, L.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A. **Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the Madeira River basin.** Climatic change, v. 129, n. 1-2, p. 117-129, 2015.

SOARES, A. S. D.; PAZ, A. R. D.; PICCILLI, D. G. A. **Avaliação das estimativas de chuva do satélite TRMM no Estado da Paraíba.** RBRH, 21(2), 288-299, 2016.

SODRÉ, G. R. C.; RODRIGUES, L. L. M. **Comparação entre estimativa da precipitação observada pela técnica CMORPH e estações meteorológicas do INMET em diferentes regiões do Brasil.** Revista Brasileira de Geografia Física, 6(02), 301-307, 2013.

SOO, E. Z. X.; JAAFAR, W. Z. W.; LAI, S. H.; ISLAM, T.; SRIVASTAVA, P. **Evaluation of satellite precipitation products for extreme flood events: case study in Peninsular Malaysia.** Journal of Water and Climate Change, 10(4), 871-892, 2019.

SOUZA, J. C. B. **A influência do método de escolha do parâmetro “C” na determinação de equações de chuvas intensas.** Dissertação de Mestrado. Pernambuco – PE, 2014.

SOUZA, V. A. S. **Padrões e tendências hidroclimáticas de chuva identificados por sensoriamento remoto na Bacia do Rio Madeira - Amazônia.** Tese de Doutorado. Rio de Janeiro - RJ, 2019.

STOCKER, T. F.; QIN, G. K.; PLATTNER, M.; TIGNOR, S. K.; ALLEN, J.; BOSCHUNG, A.; NAUELS, Y.; XIA, V.; BEX, P.M.; MIDGLEY, P. M. **Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change,** p. 1535, 2013.

TEIXEIRA J.; TAYLOR M.; PERSSON A.; MATHEOU G. **Atmospheric General Circulation Models**. In: **Njoku E.G. (eds) Encyclopedia of Remote Sensing**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, New York, 2014.

TOY, T. J.; FOSTER, G. R.; RENARD, K. G. **Soil erosion: processes, prediction, measurement, and control**. John Wiley & Sons, 2002.

TREJO, F. J. P.; BARBOSA, H. A.; PEÑALOZA-MURILLO, M. A.; MORENO, M. A.; FARIAS, A. **Intercomparison of improved satellite rainfall estimation with CHIRPS gridded product and rain gauge data over Venezuela**. *Atmósfera*, 29(4), 323-342, 2016.

TRINH-TUAN, L.; MATSUMOTO, J.; NGO-DUC, T.; NODZU, M. I.; INOUE, T. **Evaluation of satellite precipitation products over Central Vietnam**. *Progress in Earth and Planetary Science*, 6(1), 54, 2019.

TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission. **Mission Overview**. Disponível em <<http://trmm.gsfc.nasa.gov>>. Acesso em 19 de fevereiro de 2020.

VAN VUUREN, D. P.; EDMONDS, J.; KAINUMA, M.; RIAHI, K.; THOMSON, A.; HIBBARD, K.; ROSE, S. K. **The representative concentration pathways: an overview**. *Climatic change*, 109(1), 5-31, 2011.

VANTAS, K.; SIDIROPOULOS, E.; LOUKAS, A. **Estimating current and future rainfall erosivity in Greece using regional climate models and spatial quantile regression forests**. *Water*, 12(3), 687, 2020.

VARIKODEN, H.; PREETHI, B.; REVADEKAR, J. V. **Diurnal and spatial variation of Indian summer monsoon rainfall using tropical rainfall measuring mission rain rate**. *Journal of Hydrology*, 475, 248-258, 2012.

VARMA, A. K. **Measurement of Precipitation from Satellite Radiometers (Visible, Infrared, and Microwave): Physical Basis, Methods, and Limitations**. In *Remote Sensing of Aerosols, Clouds, and Precipitation* (pp. 223-248). Elsevier, 2018.

VILLAZON GOMEZ, M. F.; WILLEMS, P. **Evaluation of hourly disaccumulation of precipitation data for rainfall-runoff modelling**. CD-Rom proceedings WATER2010, 1-13, 2010.

XIA, Y.; FABIAN, P.; STOHL, A.; WINTERHALTER, M. **Forest climatology: estimation of missing values for Bavaria, Germany**. *Agricultural and Forest Meteorology*, 96(1-3), 131-144, 1999.

XU, R.; TIAN, F.; YANG, L.; HU, H.; LU, H.; HOU, A. **Ground validation of GPM IMERG and TRMM 3B42V7 rainfall products over southern Tibetan Plateau based on a high-density rain gauge network**. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(2), 910-924, 2017.

WANG, Y.; TAN, S.; LIU, B.; YANG, Y. **Estimating rainfall erosivity by incorporating seasonal variations in parameters into the Richardson model.** *Journal of Geographical Sciences*, 27(3), 275-296, 2017.

WATANABE, M.; SUZUKI, T.; O'ISHI, R.; KOMURO, Y.; WATANABE, S.; EMORI, S.; TAKATA, K. **Improved climate simulation by MIROC5: mean states, variability, and climate sensitivity.** *Journal of Climate*, v. 23, n. 23, p. 6312-6335, 2010.

WILBY, R. L.; WIGLEY, T. M. L. **Downscaling general circulation model output: A review of methods and limitations.** *Progress in physical geography*, 21, 530-548, 1997.

WILLIAMS, J. R. **Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor.** Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources, 1975.

Wischmeier, W. H.; Smith, D. D. **Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains: Guide for selection of practices for soil and water conservation.** Agricultural Research Service, US Department of Agriculture, 1965.

WISCHMEIER, W. H.; JOHNSON, C. B.; CROSS, B. V. **Soil erodibility nomograph for farmland and construction sites.** *Journal of soil and water conservation*, 1971.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning.** Department of Agriculture, Science and Education Administration, 1978.

YANG, D.; KANAE, S.; OKI, T.; KOIKE, T.; MUSIAKE, K. **Global potential soil erosion with reference to land use and climate changes.** *Hydrological processes*, 17(14), 2913-2928, 2003.

YOON, J. H.; ZENG, N. **An Atlantic influence on Amazon rainfall.** *Climate dynamics*, 34(2-3), 249-264, 2010.

YUE, B. J.; Shi, Z. H.; FANG, N. F. **Evaluation of rainfall erosivity and its temporal variation in the Yanhe River catchment of the Chinese Loess Plateau.** *Natural hazards*, 74(2), 585-602, 2014.

ZABALETA, A.; MEAURIO, M.; RUIZ, E.; ANTIGÜEDAD, I. **Simulation climate change impact on runoff and sediment yield in a small watershed in the Basque Country, Northern Spain.** *Journal of Environmental Quality*, 43, 235-245, 2014.

ZAFIRAH, N.; NURIN, N. A.; SAMSURIJAN, M. S.; ZUKNIK, M. H.; RAFATULLAH, M.; SYAKIR, M. I. **Sustainable ecosystem services framework for tropical catchment management: A review.** *Sustainability*, 9(4), 546, 2017.

ZHAO, H.; MA, Y. **Evaluating the Drought-Monitoring Utility of Four Satellite-Based Quantitative Precipitation Estimation Products at Global Scale.** Remote Sensing, 11(17), 2019.

ZHANG, Y. G.; NEARING, M. A.; ZHANG, X. C.; XIE, Y.; WEI, H. **Projected rainfall erosivity changes under climate change from multimodel and multiscenario projections in Northeast China.** Journal of hydrology, 384(1-2), 97-106, 2010.

ZHANG, X.; ZWIERS, F. W.; LI, G.; WAN, H.; CANNON, A. J. **Complexity in estimating past and future extreme short-duration rainfall.** Nature Geoscience, 10(4), 255-259, 2017.

ZHIJIA, G.; XINGWU, D.; BING, L.; JINMING, H.; JIAONAN, H. **The spatial distribution and temporal variation of rainfall erosivity in the Yunnan Plateau, Southwest China: 1960–2012.** Catena, 145, 291-300, 2016.

ZHONG, R.; CHEN, X.; LAI, C.; WANG, Z.; LIAN, Y.; YU, H.; WU, X. **Drought monitoring utility of satellite-based precipitation products across mainland China.** Journal of hydrology, 568, 343-359, 2019.

APÊNDICE A

Tabela 12 - Estações pluviométricas da Amazônia Legal utilizadas no estudo.

Estado	Código	Nome	Longitude (X)	Latitude (Y)
Acre	771001	FAZENDA PARANACRE	-71,4822	-7,9511
Acre	967000	RIO BRANCO	-67,8000	-9,9758
Acre	968004	FAZENDA CANARI	-68,2833	-9,5667
Acre	972000	FOZ DO BREU	-72,7025	-9,4017
Acre	1067002	PLÁCIDO DE CASTRO	-67,1886	-10,3242
Acre	1067003	VILA CAPIXABA	-67,6767	-10,5758
Acre	1069000	ASSIS BRASIL	-69,5656	-10,9436
Acre	1168001	BRASILÉIA	-68,7350	-11,0233
Amapá	8050000	CARMO	-50,7483	0,5081
Amapá	8051002	MACAPÁ	-51,1097	0,0450
Amapá	8051010	PORTO ARIRI	-51,1267	0,3033
Amapá	8051012	CUPIXI	-51,7650	0,6150
Amapá	8052000	SERRA DO NAVIO	-52,0094	0,8803
Amapá	8150000	APOREMA	-50,8972	1,2261
Amapá	8151000	ITAUBAL DO AMAPÁ	-50,9028	1,5803
Amapá	8250002	CALÇOENE	-50,9508	2,4956
Amapá	8250003	AMAPÁ	-50,7881	2,0547
Amazonas	63000	CUMARU	-63,3978	-0,5983
Amazonas	65001	TAPURUQUARA	-65,0153	-0,4203
Amazonas	162000	CARVOEIRO	-61,9792	-1,3944
Amazonas	162002	UMANAPANA	-62,4367	-1,8872
Amazonas	166000	ACANAUI	-66,6000	-1,8211
Amazonas	259004	RIO PRETO DA EVA	-59,6997	-2,7003
Amazonas	260006	NOVO AIRÃO	-60,9478	-2,6200
Amazonas	260007	PRESIDENTE FIGUEIREDO	-60,0258	-2,0417
Amazonas	265000	SÃO PEDRO	-65,1167	-2,3500
Amazonas	269001	IPIRANGA NOVO	-69,6931	-2,9297
Amazonas	366000	FORTE DAS GRAÇAS	-66,1031	-3,6414
Amazonas	462001	ARUMÃ - JUSANTE	-62,1519	-4,7408
Amazonas	560002	MONTE ALEGRE	-60,3736	-5,5892
Amazonas	658000	SANTARÉM SUCUNDURI	-59,0408	-6,7953
Amazonas	660000	SERINGAL JENIPAPO	-60,1878	-6,0003
Amazonas	661001	NOVA ESPERANÇA	-61,7667	-6,3606
Amazonas	664001	CANUTAMA	-64,3858	-6,5389
Amazonas	668000	SANTOS DUMONT	-68,2439	-6,4417
Amazonas	759000	VILA DO APUI	-59,8931	-7,2044
Amazonas	760001	BOCA DO GUARIBA	-60,5783	-7,7053
Amazonas	762002	MAICI-MIRIM	-62,6606	-7,6308
Amazonas	771000	IPIXUNA	-71,6842	-7,0508
Amazonas	867002	SÃO ROMÃO (TABOCAL)	-67,3667	-8,2500

Amazonas	8062000	POSTO AJURICABA	-62,6222	0,8842
Amazonas	8066002	BALAIÓ	-66,6492	0,3875
Amazonas	8069004	PIRARARA POÇO	-69,2133	0,1428
Amazonas	8166000	CUCUÍ	-66,8522	1,2147
Amazonas	8167000	MISSÃO IÇANA	-67,5933	1,0742
Maranhão	145006	CÂNDIDO MENDES	-45,7281	-1,4558
Maranhão	244006	SÃO LUÍS	-44,3500	-2,8833
Maranhão	244011	GUIMARÃES	-44,6069	-2,1294
Maranhão	245001	ALTO TURI	-45,6647	-2,9539
Maranhão	245007	BR-316 / RIO PARUÁ	-45,7842	-2,5047
Maranhão	245011	SANTA HELENA	-45,2711	-2,2739
Maranhão	344013	LAGO AÇÚ	-44,8908	-3,8464
Maranhão	345012	BOA VISTA DO PINDARÉ	-45,0106	-3,4028
Maranhão	345013	NEWTON BELO	-45,6694	-3,4244
Maranhão	444001	COROATÁ	-44,1658	-4,1628
Maranhão	444008	SANTA VITÓRIA	-44,9608	-5,1014
Maranhão	445008	ARAME	-46,0114	-4,8864
Maranhão	445009	LAGO DA PEDRA	-45,1256	-4,5606
Maranhão	446000	PONTE BR-222	-46,4936	-4,3042
Maranhão	447004	AÇAILÂNDIA	-47,4969	-4,9208
Maranhão	546007	SÍTIO NOVO	-46,7019	-5,8842
Maranhão	644003	COLINAS	-44,2539	-6,0275
Maranhão	645003	MATO GROSSO	-45,1092	-6,8442
Maranhão	645004	FAZENDA PIRANHAS	-45,9206	-6,0392
Maranhão	746008	MORRO VERMELHO	-46,5544	-7,1578
Maranhão	746009	RECURSOS	-46,3075	-7,3314
Maranhão	747000	CAROLINA	-47,4644	-7,3231
Maranhão	845003	BABILÔNIA	-45,9678	-8,3175
Maranhão	845004	BARRA DO FOSDÃO	-45,5875	-8,1014
Maranhão	945011	ALTO PARNAÍBA	-45,9261	-9,1131
Mato Grosso	954001	CACHIMBO	-54,8864	-9,8186
Mato Grosso	957001	NOVO PLANETA	-57,3947	-9,5664
Mato Grosso	1055001	INDECO	-55,5700	-10,1125
Mato Grosso	1055002	COLIDER	-55,4486	-10,7986
Mato Grosso	1059000	HUMBOLDT	-59,4517	-10,1753
Mato Grosso	1158001	FONTANILHAS	-58,3383	-11,3417
Mato Grosso	1255002	NÚCLEO COLONIAL RIO FERRO	-54,9125	-12,5178
Mato Grosso	1352001	GARAPU	-52,4544	-13,4956
Mato Grosso	1357000	NOVA MARINGÁ	-57,1133	-13,0661
Mato Grosso	1359000	PADRONAL	-59,8769	-13,1831
Mato Grosso	1454002	NOVA BRASILÂNDIA	-54,9728	-14,9261
Mato Grosso	1456001	ARENÁPOLIS (CANAÃ)	-56,8500	-14,4694
Mato Grosso	1552001	GENERAL CARNEIRO	-52,7544	-15,7111
Mato Grosso	1552006	PINDAÍBA	-52,2375	-15,0356
Pará	47004	PRIMAVERA	-47,0994	-0,9294

Pará	47007	MAGALHÃES BARATA	-47,5997	-0,7944
Pará	146009	UISEU	-46,1878	-1,2314
Pará	147016	OUREM	-47,1172	-1,5517
Pará	147017	TERRA ALTA	-47,9133	-1,0386
Pará	148010	ABAETETUBA	-48,8669	-1,7503
Pará	148012	MOSQUEIRO	-48,3986	-1,0942
Pará	148017	BUJARU	-48,0461	-1,5211
Pará	149003	OEIRAS DO PARÁ	-49,8636	-2,0019
Pará	151001	ACAMPAMENTO IBDF	-51,4344	-1,7922
Pará	151003	CARRAZEDO	-51,9178	-1,5825
Pará	153000	PRAINHA	-53,4800	-1,8011
Pará	155002	VILA CURUA	-55,1156	-1,8881
Pará	156000	VISTA ALEGRE - CONJ 1	-56,0400	-1,1014
Pará	247003	FAZENDA JAUARÁ	-47,7506	-2,0356
Pará	250000	CIPOAL	-50,4536	-2,7850
Pará	256001	JURUTI	-56,0875	-2,1522
Pará	349002	GOIANÉSIA	-49,0858	-3,8336
Pará	349003	JOANA PERES	-49,7967	-3,0158
Pará	350000	FAZENDA ESTRELA DO NORTE	-50,4628	-3,8706
Pará	352005	BRASIL NOVO	-52,5419	-3,3078
Pará	447001	KM ZERO / PA-70	-47,5653	-4,2911
Pará	449001	NOVA JACUNDA	-49,1197	-4,4628
Pará	454001	FAZENDA MARCONDES	-54,6419	-3,9664
Pará	456002	ACAMPAMENTO URUÁ	-56,3000	-4,5500
Pará	549008	ITUPIRANGA	-49,3242	-5,1289
Pará	554000	CAJUEIRO	-54,5208	-5,6503
Pará	555000	KM 1326 BR-163	-56,0578	-5,1825
Pará	555002	KM 1130 BR-163	-55,4958	-6,6714
Pará	649002	ELDORADO	-49,3775	-6,1053
Pará	657000	JACAREACANGA	-57,7753	-6,2356
Pará	855000	KM 947 BR-163	-55,1194	-8,1872
Rondônia	862000	TABAJARA	-62,0556	-8,9322
Rondônia	961003	FÁBIO (BOLICHE)	-61,9789	-9,6814
Rondônia	1061003	RONDONINAS (BARROCAS)	-62,0014	-10,5169
Rondônia	1062002	SERINGAL 70	-62,6272	-10,2364
Rondônia	1062003	MIRANTE DA SERRA	-62,6561	-11,0036
Rondônia	1062004	THEOBROMA	-62,3458	-10,2364
Rondônia	1160000	MARCO RONDON	-60,8550	-12,0153
Rondônia	1160002	FAZENDA FLOR DO CAMPO	-60,8678	-11,7489
Rondônia	1161001	PIMENTA BUENO	-61,1922	-11,6836
Rondônia	1360000	COLORADO DO OESTE	-60,5483	-13,1142
Rondônia	1360001	CEREJEIRA	-60,8233	-13,1967
Rondônia	1360002	PIMENTEIRAS	-61,0464	-13,4797
Roraima	60001	FAZENDA SÃO LUCAS	-60,6908	-0,2275
Roraima	61000	SANTA MARIA DO BOIAÇU	-61,7858	-0,5067

Roraima	61001	TERRA PRETA	-61,9317	-0,8731
Roraima	8059002	SÃO JOÃO DA BALIZA	-59,9139	0,9578
Roraima	8161001	CARACARAI	-61,1236	1,8214
Roraima	8260003	FAZENDA CASTELÃO	-60,3250	2,7606
Roraima	8260004	MUCAJAÍ	-60,9178	2,4714
Roraima	8261000	FÉ E ESPERANÇA	-61,4406	2,8708
Roraima	8261001	FAZENDA TRÊS PODERES	-60,9728	2,2628
Roraima	8359000	BONFIM	-59,8156	3,3783
Roraima	8360000	MALOCA DO CONTÃO	-60,5289	4,1667
Roraima	8360002	FAZENDA PASSARÃO	-60,5711	3,2078
Roraima	8361004	COLÔNIA DO TAIANO	-61,0883	3,2872
Roraima	8361005	TEPEQUEM	-61,7181	3,7592
Roraima	8460003	ÁGUA FRIA	-60,4964	4,6428
Roraima	8464001	MISSÃO AUARIS - JUSANTE	-64,3247	4,0031
Tocantins	548000	ARAGUATINS	-48,1250	-5,6483
Tocantins	647001	WANDERLÂNDIA - RD BELÉM - BRASÍLIA	-47,9706	-6,8392
Tocantins	747001	GOIATINS	-47,3150	-7,7147
Tocantins	748001	COLÔNIA	-48,8786	-7,8778
Tocantins	749000	ARAPOEMA	-49,0650	-7,6553
Tocantins	847001	ITACAJA	-47,7628	-8,3917
Tocantins	847002	CAMPOS LINDOS	-46,8064	-7,9711
Tocantins	848002	ITAPORÃ DO TOCANTINS	-48,6903	-8,5739
Tocantins	848003	TUPIRATINS	-48,1303	-8,3992
Tocantins	946003	LIZARDA	-46,6728	-9,5972
Tocantins	947001	MANSINHA	-47,3269	-9,4575
Tocantins	949001	DOIS IRMÃOS DO TOCANTINS	-49,0642	-9,2572
Tocantins	1047000	JATOBÁ (FAZENDA BOA NOVA)	-47,4786	-9,9906
Tocantins	1047002	PORTO GILÂNDIA	-47,7647	-10,7553
Tocantins	1048001	PARAÍSO DO TOCANTINS	-48,8906	-10,1653
Tocantins	1049001	PIUM	-49,1792	-10,4411
Tocantins	1149002	GURUPI	-49,1361	-11,7372
Tocantins	1246000	PONTE ALTA DO BOM JESUS	-46,4794	-12,0908
Tocantins	1247000	CONCEIÇÃO DO TOCANTINS	-47,3244	-12,2325
Tocantins	1249000	ALVORADA	-49,1244	-12,4836

APÊNDICE B

Tabela 13 - Estações pluviométricas do arco do desflorestamento utilizadas no estudo.

Estado	Código	Nome	Longitude (X)	Latitude (Y)
Acre	1168001	BRASILÉIA	-68,7350	-11,0233
Acre	1069000	ASSIS BRASIL	-69,5656	-10,9436
Acre	1067003	VILA CAPIXABA	-67,6767	-10,5758
Acre	1067002	PLÁCIDO DE CASTRO	-67,1886	-10,3242
Acre	1068004	ESPALHA	-68,5294	-10,0050
Acre	967000	RIO BRANCO	-67,8000	-9,9758
Acre	968004	FAZENDA CANARI	-68,2833	-9,5667
Acre	968003	SERINGAL SÃO JOSÉ	-68,7239	-9,3744
Amazonas	967004	RESTAURANTE PORTEIRA DO AMAZONAS	-67,2822	-9,5008
Amazonas	967001	FLORIANO PEIXOTO	-67,3969	-9,0667
Amazonas	865000	FAZENDA SHEFFER	-65,7194	-8,3344
Amazonas	867002	SÃO ROMÃO (TABOCAL)	-67,3667	-8,2500
Amazonas	765000	CACHOEIRA	-66,0583	-7,7156
Amazonas	762002	MAICI-MIRIM	-62,6606	-7,6308
Amazonas	765001	SÃO BENTO	-65,3500	-7,5306
Amazonas	763001	HUMAITÁ	-63,0286	-7,5153
Maranhão	645004	FAZENDA PIRANHAS	-45,9206	-6,0392
Maranhão	546007	SÍTIO NOVO	-46,7019	-5,8842
Maranhão	444008	SANTA VITÓRIA	-44,9608	-5,1014
Maranhão	447004	AÇAILÂNDIA	-47,4969	-4,9208
Maranhão	445008	ARAME	-46,0114	-4,8864
Maranhão	445009	LAGO DA PEDRA	-45,1256	-4,5606
Maranhão	446000	PONTE BR-222	-46,4936	-4,3042
Maranhão	444001	COROATÁ	-44,1658	-4,1628
Maranhão	344013	LAGO AÇÚ	-44,8908	-3,8464
Maranhão	345013	NEWTON BELO	-45,6694	-3,4244
Maranhão	345012	BOA VISTA DO PINDARÉ	-45,0106	-3,4028
Maranhão	245001	ALTO TURI	-45,6647	-2,9539
Maranhão	244006	SÃO LUÍS	-44,3500	-2,8833
Maranhão	245007	BR-316 / RIO PARUÁ	-45,7842	-2,5047
Maranhão	245011	SANTA HELENA	-45,2711	-2,2739
Maranhão	244011	GUIMARÃES	-44,6069	-2,1294
Maranhão	145006	CÂNDIDO MENDES	-45,7281	-1,4558
Mato Grosso	1352001	GARAPU	-52,4544	-13,4956
Mato Grosso	1357000	NOVA MARINGÁ	-57,1133	-13,0661
Mato Grosso	1255002	NÚCLEO COLONIAL RIO FERRO	-54,9125	-12,5178
Mato Grosso	1151000	BATE PAPO	-51,3764	-11,6747
Mato Grosso	1158001	FONTANILHAS	-58,3383	-11,3417
Mato Grosso	1052000	VILA SÃO JOSÉ DO XINGU	-52,7461	-10,8072

Mato Grosso	1055002	COLIDER	-55,4486	-10,7986
Mato Grosso	1053001	FAZENDA SANTA EMÍLIA	-53,6089	-10,5392
Mato Grosso	1050002	SANTA TEREZINHA	-50,5125	-10,4611
Mato Grosso	1061002	FAZENDA CASTANHAL	-61,0453	-10,3969
Mato Grosso	1059000	HUMBOLDT	-59,4517	-10,1753
Mato Grosso	1055001	INDECO	-55,5700	-10,1125
Mato Grosso	954001	CACHIMBO	-54,8864	-9,8186
Mato Grosso	957001	NOVO PLANETA	-57,3947	-9,5664
Pará	950003	VILA MANDII	-50,8608	-9,5353
Pará	851000	FAZENDA RIO DOURADO	-51,4428	-8,3464
Pará	855000	KM 947 BR-163	-55,1194	-8,1872
Pará	749002	XINGUARA	-49,9597	-7,0986
Pará	555002	KM 1130 BR-163	-55,4958	-6,6714
Pará	651003	SÃO FÉLIX DO XINGÚ	-51,9667	-6,6333
Pará	654000	MANOEL JORGE (TERRA PRETA)	-54,0728	-6,2022
Pará	649002	ELDORADO	-49,3775	-6,1053
Pará	554000	CAJUEIRO	-54,5208	-5,6503
Pará	549008	ITUPIRANGA	-49,3242	-5,1289
Pará	449001	NOVA JACUNDA	-49,1197	-4,4628
Pará	447001	KM ZERO / PA-70	-47,5592	-4,2867
Pará	350000	FAZENDA ESTRELA DO NORTE	-50,4628	-3,8706
Pará	349002	GOIANÉSIA	-49,0858	-3,8336
Pará	349003	JOANA PERES	-49,7967	-3,0158
Pará	347000	PARAGOMINAS	-47,3433	-3,0100
Pará	247003	FAZENDA JAUARÁ	-47,7506	-2,0356
Pará	147016	OUREM	-47,1172	-1,5517
Pará	146009	UISEU	-46,1878	-1,2314
Pará	47004	PRIMAVERA	-47,0994	-0,9294
Rondônia	1160000	MARCO RONDON	-60,8550	-12,0153
Rondônia	1160002	FAZENDA FLOR DO CAMPO	-60,8678	-11,7489
Rondônia	1161001	PIMENTA BUENO	-61,1922	-11,6836
Rondônia	1062003	MIRANTE DA SERRA	-62,6561	-11,0036
Rondônia	1061003	RONDONINAS (BARROCAS)	-62,0014	-10,5169
Rondônia	1062002	SERINGAL 70	-62,6272	-10,2364
Rondônia	1062004	THEOBROMA	-62,3458	-10,2364
Rondônia	966000	NOVA CALIFORNIA	-66,6117	-9,7556
Rondônia	966001	PEDREIRAS	-65,9931	-9,6903
Rondônia	961003	FÁBIO (BOLICHE)	-61,9789	-9,6814
Rondônia	964009	UHE SANTO ANTÔNIO MONTANTE JACIPARANÁ	-64,3817	-9,5011
Rondônia	963009	PONTE DO RIO PRETO DO CRESPO	-63,2500	-9,4667
Rondônia	862000	TABAJARA	-62,0556	-8,9322
Rondônia	863011	FAZENDA MASUNA	-63,5194	-8,0517
Tocantins	849002	ARAGUACEMA	-49,5556	-8,8022
Tocantins	848002	ITAPORÃ DO TOCANTINS	-48,6903	-8,5739

Tocantins	848003	TUPIRATINS	-48,1303	-8,3992
Tocantins	748001	COLÔNIA	-48,8786	-7,8778
Tocantins	749000	ARAPOEMA	-49,0650	-7,6553
Tocantins	647001	WANDERLÂNDIA	-47,9706	-6,8392
Tocantins	548000	ARAGUATINS	-48,1250	-5,6483