

UFRRJ
INSTITUTO DE FLORESTAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS
AMBIENTAIS E FLORESTAIS

TESE

**Sinergismo entre eventos climáticos extremos,
desmatamento e aumento da suscetibilidade a
incêndios florestais no estado do Acre**

Juliana de Oliveira Tostes

2016



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE FLORESTAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS E
FLORESTAIS**

Tese

**SINERGISMO ENTRE EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS,
DESMATAMENTO E AUMENTO DA SUSCETIBILIDADE A
INCÊNDIOS FLORESTAIS NO ESTADO DO ACRE**

JULIANA DE OLIVEIRA TOSTES

Sob a Orientação do Professor
Marcio Rocha Francelino

e Co-orientação do Professor
José Francisco de Oliveira Júnior

Tese submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Ciências**, no Curso de Pós-Graduação em Ciências Ambientais e Florestais, Área de Concentração em Conservação da Natureza

Seropédica

Fevereiro de 2016

634.96180981

12

T716s

T

Tostes, Juliana de Oliveira, 1985-
Sinergismo entre eventos
climáticos extremos, desmatamento e
aumento da suscetibilidade a
incêndios florestais no Estado do
Acre / Juliana de Oliveira Tostes. -
2016.

138 f.: il.

Orientador: Marcio Rocha
Francelino.

Tese (doutorado) -
Universidade Federal Rural do Rio
de Janeiro, Curso de Pós-Graduação
em Ciências Ambientais e
Florestais, 2016.

Inclui bibliografias.

1. Incêndios florestais -
Acre - Teses. 2. Mudanças
climáticas - Acre - Teses. 3.
Precipitação (Meteorologia) - Acre
- Teses. 4. Desmatamento - Acre -
Teses. I. Francelino, Marcio Rocha,
1964- II. Universidade Federal
Rural do Rio de Janeiro. Curso de
Pós-Graduação em Ciências
Ambientais e Florestais. III.
Título.

É permitida a cópia parcial ou total desta Tese, desde que seja citada a fonte.

**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE FLORESTAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS E FLORESTAIS**

JULIANA DE OLIVEIRA TOSTES

Tese submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Ciências**, no Curso de Pós-Graduação em Ciências Ambientais e Florestais, área de Concentração Conservação da Natureza.

TESE APROVADA EM 29/ 02 / 2016

Márcio Rocha Francelino. Dr. UFV
(Orientador)

Elpídio Inácio Fernandes Filho. Dr. UFV

Eufra Ferreira do Amaral. Dr. Embrapa Acre

Gustavo Bastos Lyra. Dr. UFRRJ

Márcio Cataldi. Dr. UFF

*Ao meu noivo Charles Santos e ao meu irmão Guilherme Tostes
Pelo incessante apoio,
Dedico.*

*Aos meus pais José Tostes (in memorian)
Geny Tostes (in memorian)
Com carinho, ofereço.*

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro pela oportunidade de concluir um curso de Pós-Graduação em nível de Doutorado.

A Secretaria de Estado e Meio Ambiente do Acre (SEMA), ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), ao *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC), a Universidade de *Delaware* (UDEL) e ao *Global Historical Climatology Network* (GHCN) pela disponibilização dos dados.

Ao Instituto Federal de Ciência e Tecnologia do Rio de Janeiro, pela concessão de uma licença para capacitação nos últimos cinco meses que antecederam a defesa. Aos meus alunos que, durante quase quatro anos, suportaram meu cansaço e estresse diante das inúmeras atividades do Doutorado e do trabalho, e, mesmo assim, me estimularam a prosseguir nessa dupla jornada.

Aos meus amados pais, que mesmo não estando mais presentes fisicamente nesse momento, sempre me estimularam e não mediram esforços para que eu prosseguisse em relação aos estudos.

Ao meu irmão Guilherme, ao meu noivo Charles e a todos os meus familiares pelo apoio, incentivo e compreensão por tantos momentos em que estive ausente. A todos os meus amigos, em especial ao Antônio, Viviane, Cristiana, Marcos, Larissa, Carla, Francisco, Daniela, Paulinha e Gracinha, pela amizade e pelo apoio psicológico e muitas vezes logístico.

Aos colegas de curso pelo apoio durante o desenvolvimento da Tese, em particular ao Givanildo pelo auxílio em relação ao índice SPI.

Aos membros da minha banca, pelas críticas pertinentes e pelas importantes contribuições para o desenvolvimento desta pesquisa. Em especial ao professor Elpídio Fernandes Filho pela disponibilidade, paciência e auxílio em relação à modelagem efetuada no software R e ao professor Gustavo Lyra, pelo auxílio em relação ao processamento e análise dos dados meteorológicos e pela disponibilidade, incentivo, confiança e amizade.

Ao meu orientador Márcio Francelino e ao co-orientador José Francisco Júnior, pelo apoio, compreensão, paciência e pelos valiosos ensinamentos.

Finalmente, agradeço a Deus por ter colocado em meu caminho diversas pessoas especiais que contribuíram para a realização deste trabalho e que me fizeram crescer tanto sob o aspecto acadêmico quanto pessoal.

RESUMO

TOSTES, Juliana de Oliveira. Sinergismo entre eventos climáticos extremos, desmatamento e aumento da suscetibilidade e risco a incêndios florestais no estado do Acre. 2016.176f Tese (Doutorado em Ciências Ambientais e Florestais, Conservação da Natureza). Instituto de Florestas, Departamento de Ciências Ambientais, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2016.

A presente pesquisa analisa as variáveis temporais e espaciais que podem afetar a distribuição e frequência dos focos de calor no estado do Acre. Diante da escassez de dados regularmente espacializados e com longa série temporal para a área de estudo, inicialmente foi realizada uma validação entre os dados de temperatura do ar e precipitação em grade do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC), Universidade de *Delaware* (UDEL) e *Global Historical Climatology Network* (GHCN) com dados de cinco Estações Meteorológicas Convencionais (EMC) para o Acre e região, através de uma análise da precisão e exatidão dos dados. Em relação à precipitação, verificou-se que tanto o GPCC quanto da UDEL representaram significativamente as variabilidades médias ao longo da série. Em relação aos padrões da temperatura do ar, embora a precisão do GHCN e da UDEL tenha sido baixa, a exatidão foi satisfatória segundo os métodos estatísticos. Partindo do pressuposto que os eventos climáticos extremos aumentam a suscetibilidade a incêndios florestais, em seguida foi realizada uma análise da influência dos modos de variabilidade climática na geração de cenários categorizados de anos secos ou úmidos, baseado no Índice de Precipitação Padronizado (SPI) e na Análise Harmônica e Espectral (AHE). Verificou-se que a AHE não foi capaz de identificar a intensidade dos eventos, mas mostrou-se satisfatória na identificação dos ciclos de sinal da anomalia, ou seja, se anomalia do SPI foi positiva ou negativa. Verificou-se que o sinal do Atlântico teve maior influência sobre a precipitação do que o Pacífico. Para as regiões que correspondem os Grupos 1, 2 e 3 observou-se um padrão inverso para a precipitação em relação ao ENOS, quando comparado com a Amazônia Norte e Oriental. Assim, foram identificadas anomalias negativas de precipitação durante eventos de La Niña e positivas durante eventos de El Niño para as estações seca e chuvosa. Para a região que corresponde ao Grupo 4 o efeito foi contrário. Os padrões de variabilidade natural do clima identificados nesse trabalho podem contribuir para o estabelecimento de estratégias de prevenção e adaptação aos eventos extremos. Finalmente, no Capítulo 3 foi realizada uma análise sobre o padrão espacial e temporal do fogo no Acre, através de uma discussão sobre diversas variáveis climáticas, ambientais e antrópicas que contribuem para a sua ocorrência. Assim, por meio do algoritmo Random Forest foram gerados mapas de suscetibilidade que estimaram a probabilidade de ocorrência de incêndios e queimadas no estado. Verificou-se que, embora a estiagem propicie um aumento do número de focos de calor, o seu padrão espacial está mais relacionado a fatores antrópicos, tais como a proximidade de áreas já desmatadas.

Palavras-chave: anomalias de precipitação; variabilidade climática; desflorestamento, focos de calor; *Random Forest*.

ABSTRACT

TOSTES, Juliana de Oliveira. Synergism between extreme weather events, deforestation and increased susceptibility and risk of forest fires in Acre state. 2016.176 f. Thesis. (Doctor Science in Environmental Science and Forestry, Nature Conservation). Instituto de Florestas, Departamento de Ciências Ambientais, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2016.

This research analyzes the temporal and spatial variables that can affect the distribution and frequency of hot spots in the state of Acre. Given the scarcity of regular spatial information and long time series for the study area, it was initially carried out a validation between air temperature and precipitation data in Global Grid Precipitation Climatology Centre (GPCC), University of Delaware (UDEL) and Global Historical Climatology Network (GHCN) with data from five Weather Stations Mainstream (EMC) to Acre and region, through an analysis of precision and accuracy of the data. Regarding precipitation, it was found that both the GPCC UDEL represented as the average variability significantly throughout the series. In relation to the air temperature standards, although the accuracy of GHCN and UDEL was low, it was satisfactory accuracy according to statistical methods. Assuming that the extreme weather events increase susceptibility to forest fires, then it was carried out an analysis of the influence of climate variability modes in generating categorized scenarios dry or wet years, based on the Standardized Precipitation Index (SPI) and Harmonic and Spectral (AHE). It was found that the AHE is not able to identify the intensity of the events, but was satisfactory in the signal cycles identifying the anomaly, i.e., whether the abnormality SPI was positive or negative. It was found that the Atlantic signal had greater influence on the precipitation of the Pacific. For the regions that correspond to Groups 1, 2 and 3 there was an inverse pattern for precipitation in relation to ENSO compared to the North and East Amazon. Thus, it identified negative precipitation anomalies during La Niña and El Niño events during positive events for the dry and rainy seasons. For the area corresponding to the effect Group 4 was otherwise. The natural climate variability patterns identified in this study may contribute to the establishment of strategies for prevention and adaptation to extreme events. Finally, in Chapter 3 was carried out an analysis of the spatial and temporal patterns of the fire in Acre, through a discussion of various climatic, environmental and anthropogenic variables that contribute to its occurrence. Thus, through the Random Forest algorithm were generated susceptibility maps that estimated the probability of fires and burned in the state. . It was found that although drought triggers an increase in the number of hot spots, its spatial pattern is more related to human factors such as the proximity areas already cleared.

Keywords: precipitation anomalies; climate variability; deforestation, hot spots; Random Forest.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO GERAL.....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	3
2.1 Fatores que interferem na propagação do fogo.....	3
2.1.1 Material combustível em incêndios florestais.....	3
2.1.2 Fatores meteorológicos que condicionam a ocorrência de incêndios.....	5
2.1.3 Fatores que interferem na propagação de incêndios.....	5
2.2 Classificação dos tipos de incêndios.....	7
2.3. Interações entre fogo e desmatamento	8
2.4. Principais sistemas meteorológicos que afetam o clima da Amazônia	10
3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	17
CAPÍTULO I. COMPARAÇÃO ENTRE PRODUTOS DE PRECIPITAÇÃO E TEMPERATURA DO AR (EM GRADE) PARA O ESTADO DO ACRE, SUDOESTE DA AMAZÔNIA – BRASIL.....	19
RESUMO.....	20
ABSTRACT.....	20
1.INTRODUÇÃO.....	21
2.MATERIAL e MÉTODOS	22
2.1 Descrição dos Produtos em Grade.....	22
2.2 Validação dos Resultados.....	23
3. RESULTADOS e DISCUSSÃO	27
3.1 Comparação entre Produtos de Precipitação.....	27
3. 2 Comparação entre Produtos de Temperatura do Ar.....	34
4. CONCLUSÕES	41
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42
CAPÍTULO II. INFLUÊNCIA DOS MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA NA OCORRÊNCIA DE EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS NO ESTADO DO ACRE, SUDOESTE DA AMAZÔNIA BRASILEIRA	44
RESUMO.....	45
ABSTRACT.....	46
1. INTRODUÇÃO.....	47
2. MATERIAL E MÉTODOS	49
2.1 Índice de Precipitação Padronizado (SPI).....	49
2.2 Análise de Agrupamento	52
2.3 Modos de Variabilidade Climática.....	52
2.4 Análise Harmônica e Espectral	53
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	55
3.1 Análise de Agrupamento do Índice de Precipitação Padronizado (SPI)	55
3.2 Análise Harmônica e Espectral do Índice de Precipitação Padronizado (SPI)	56
3.3 Comportamento dos Eventos Extremos em relação aos Modos de Variabilidade Climática.....	61
4. CONCLUSÕES	68
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69
CAPÍTULO III. MODELAGEM DA SUSCETIBILIDADE AO FOGO NO ESTADO DO ACRE	73
RESUMO.....	74
ABSTRACT.....	75

1. INTRODUÇÃO.....	75
2. MATERIAL e MÉTODOS	78
2.1 Identificação dos incêndios	78
2.2 Identificação de Padrões de Anomalias de Precipitação no Estado do Acre.....	78
2.3 Processo de modelagem da suscetibilidade a incêndios.....	79
2.3.1 Preparação dos dados.....	79
2.3.2 Seleção das variáveis mais importantes, treinamento e classificação.....	90
2.3.3 Avaliação de desempenho do modelo.....	91
2.3.4 Análise da concordância entre a predição do modelo selecionado e os focos de calor dos anos subsequentes.....	92
3. RESULTADOS e DISCUSSÃO	93
3.1 Comportamento Sazonal e Espacial dos Focos de Calor	93
3.2 Modelagem da suscetibilidade a incêndios florestais	100
3.2.1 Análise da seleção de variáveis e desempenho inicial dos modelos	100
3.2.2 Seleção do modelo adequado.....	106
3.3 Análise da concordância do MGSI para os anos de 2011 a 2015.....	108
3.4 Análise da probabilidade de incêndios em relação aos principais formas de ocupação do solo.....	113
4. CONCLUSÕES	124
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	125
CONCLUSÕES GERAIS.....	129
APÊNDICE.....	130

1. INTRODUÇÃO GERAL

Na região Amazônica o fogo ainda é uma técnica frequentemente utilizada nas atividades agrárias, sendo empregado para a limpeza de roçados e transformação da floresta em pastagens (ACRE, 2010). A diferença entre queimadas e incêndios está no domínio do fogo. Enquanto as queimadas se constituem em práticas agropastoris ou florestais, onde o fogo é utilizado de forma controlada para fins de manejo, os incêndios se caracterizam pelo fogo sem controle, que se propaga sobre a vegetação e, pode tanto ser provocado pelo homem, de forma intencional ou negligentemente, ou por fonte natural (BRASIL, 1989).

O fogo provoca inúmeros danos ambientais e sociais, dentre os quais: a destruição da biodiversidade e dos habitats, perda da fertilidade dos solos, poluição atmosférica e qualidade do ar, alterações no ciclo hidrológico, paralisação de aeroportos, prejuízos com desligamento das linhas de transmissão de energia elétrica, e também, pode causar a perda de vidas humanas (LIMA et al., 2010; TORRES et al., 2009; SETZER e SISMANOGLU, 2011; CAÚLA et al., 2015).

Diante destes prejuízos, torna-se necessário estabelecer políticas públicas de controle e prevenção a incêndios, de forma a minimizar os danos ambientais e econômicos, além de diminuir os gastos de recursos financeiros e de tempo em seu combate.

Dentre os estados brasileiros, o Acre é um dos que mais tem sofrido com a ocorrência frequente de queimadas e incêndios florestais. No ano de 2005, foram registrados 4.746 focos de calor (INPE, 2012), o que fez com que o Estado decretasse estado de emergência. Neste ano, a baixa umidade do ar, os ventos fortes, a alta temperatura e a ausência de chuvas num período prolongado, contribuíram para que ocorressem milhares de incêndios florestais, onde só no leste do estado, foram afetados aproximadamente 250 mil hectares (ha) de florestas (BROWN et al., 2006).

Em 2010, diante dos desastres decorrentes da incidência de incêndios em florestas e das queimadas descontroladas no Acre, o Estado decretou situação de alerta ambiental, através do Decreto nº 5.571/10. Neste ano, verificou-se que houve aumento significativo de focos de calor de 123% em relação a 2008 e 587% se comparado a 2009 (COMISSÃO ESTADUAL DE GESTÃO DE RISCOS AMBIENTAIS, 2011).

Diante deste quadro, em 2011, foi elaborado no estado um Plano Integrado de Prevenção as Queimadas e Controle aos Incêndios Florestais, que visa dentre outros objetivos, conhecer e avaliar os riscos e vulnerabilidades a incêndios, de forma a promover ações de prevenção.

A presente pesquisa vai ao encontro deste Plano, pois, ao propor analisar as variáveis temporais e espaciais que podem afetar a distribuição e frequência dos focos de calor na área de estudo, pretende contribuir para o planejamento estratégico da prevenção, monitoramento e combate ao fogo no Acre.

A tese foi dividida em três capítulos, além de uma Revisão de Literatura sobre os temas abordados na pesquisa.

Diante da escassez de dados regularmente espacializados e com longa série temporal para a área de estudo, foi necessária a utilização de dados de precipitação de produtos em grade, obtidos por métodos de interpolação com base em séries climáticas globais, os quais foram inicialmente validados. Assim, o Capítulo 1 apresenta uma comparação entre os dados de temperatura do ar e precipitação oriundos do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC), Universidade de *Delaware* (UDEL) e *Global Historical Climatology Network* (GHCN) com dados de cinco Estações Meteorológicas Convencionais (EMC) para o estado do Acre e região.

Partindo do pressuposto que os eventos climáticos extremos causam inúmeros impactos negativos na área de estudo, tais como o aumento da suscetibilidade a incêndios florestais; o Capítulo 2 analisa a influência dos modos de variabilidade climática na geração de cenários categorizados de anos secos ou úmidos, baseado no Índice de Precipitação Padronizado (SPI) e na Análise Harmônica e Espectral. O entendimento da combinação destas variáveis e suas consequências para o estado do Acre visa contribuir para a previsibilidade dos eventos extremos, de forma a embasar políticas públicas para adaptação e mitigação de impactos.

Finalmente, no Capítulo 3 é realizada uma análise sobre o padrão espacial e temporal do fogo no Acre. Por meio do algoritmo *Random Forest*, é realizada uma análise da contribuição de diversas variáveis climáticas, ambientais e antrópicas que favorecem a ocorrência do fogo e um modelo de suscetibilidade é proposto.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Fatores que Interferem na Propagação do Fogo

O fogo é um fenômeno resultante da combinação entre o oxigênio (O₂) (comburente) e uma substância combustível qualquer (madeira, folhas, vegetação rasteira, entre outras), gerando luz e calor. Assim, o fogo nada mais é que uma reação de combustão (SOARES, 2007). Por isso, em qualquer incêndio florestal é necessário haver um combustível para queimar, oxigênio para manter as chamas e calor para iniciar e continuar o processo de queima. Essa inter-relação entre estes elementos é apresentada na Figura 1.



Figura 1. Inter-relação entre elementos que provocam o fogo. Fonte: Lima et al. (2010)

A propagação dos incêndios é determinada por fatores constantes, tais fatores são: o material combustível, a topografia e as condições meteorológicas. O peso atribuído a cada um destes fatores é diferente para cada local e para cada época do ano, o que provoca grandes variações nos padrões dos incêndios (SOARES et al., 2008.; LIMA, et al., 2010). No item a seguir serão discutidos estes fatores. TORRES et al. (2009) entretanto, afirmam que não bastam que os fatores diretamente associados à ocorrência dos incêndios estejam favoráveis, para que um incêndio ocorra, é necessária uma fonte de ignição para dar início ao processo da combustão.

2.1.1 Material combustível em incêndios florestais

Os combustíveis vegetais são todos aqueles materiais lenhosos ou herbáceos, vivos ou mortos, que se encontram no solo ou acima deste em florestas e demais formas de vegetação, sendo capazes de entrar em ignição e queimar (SOARES e BATISTA, 2007; LIMA et al., 2010). As características do material combustível que afetam o comportamento do fogo são:

a) Quantidade e qualidade do material combustível

Quanto maior a quantidade de material combustível for queimada, maior será a quantidade de calor liberado, e, quanto mais calor for liberado, maior será a propagação do incêndio (PRUDENTE, 2010). Para Lima et al. (2010), a quantidade de material pode ser classificada como: baixa, quando apresenta até 20 t/ha; média quando apresenta entre 20-40 t/ha; alta, quando possui entre 40-80 t/ha; e muito alta, quando apresenta > 80 t de material /ha.

Sob o aspecto qualitativo, os diferentes materiais apresentam maior ou menor dificuldade para queimar de acordo com a presença de substâncias inflamáveis e o seu estado fisiológico. Assim, alguns combustíveis florestais queimam melhor do que outros porque contêm ceras e óleos inflamáveis. Também a espessura do material interfere em sua capacidade de combustão (BATISTA, 2000).

Em geral, à medida que aumenta a proporção de material fino morto, tais como folhas, acículas e pequenos ramos, aumenta a inflamabilidade. Isso ocorre porque, quanto mais fina a partícula de combustível, mais rápida é a troca de calor e umidade entre o combustível e o ambiente (BATISTA, 2000).

Ao mesmo tempo, a umidade da vegetação, definida como a porcentagem de água contida em relação ao seu peso seco, interfere na inflamabilidade do material, sendo que, quanto mais seco estiver o combustível florestal, maior será a probabilidade de ele entrar em combustão. (SOARES e BATISTA, 2007; PRUDENTE 2010).

Segundo Lima et al. (2010), o conteúdo de umidade é reflexo das características do clima e das condições atmosféricas. Este conteúdo também de variar de acordo com o estágio estacional de crescimento e se o material está vivo ou morto. Em geral, quanto mais jovem o combustível, maior o seu teor de umidade. Em relação às respostas às variações das condições meteorológicas, os materiais vivos são mais estáveis que os mortos. Isso ocorre porque o material morto é mais seco, e assim, responde mais rápido às variações nas condições meteorológicas, por isso, é o principal responsável pela propagação dos incêndios (SOARES et al., 2008).

b) Continuidade do material combustível

A continuidade é definida como a posição das plantas ou árvores umas em relação às outras, em um plano horizontal (Figura 2) e vertical (Figura 3), que pode ser contínuo ou descontínuo (LIMA et al., 2010).

Em geral, quanto maior a continuidade horizontal e vertical, maior a propagação dos incêndios. Enquanto a descontinuidade tem efeito inverso. Esta diz respeito à densidade, ou seja, a proximidade existente entre os combustíveis. Segundo Prudente (2010), quanto mais denso o material combustível em uma região, menor a quantidade de oxigênio disponível.

As florestas densas favorecem a ocorrência de um microclima mais ameno e os combustíveis apresentam um conteúdo de umidade maior e mais estável do que as florestas abertas. Estas últimas proporcionam uma maior penetração da radiação solar e do vento, os quais aumentam a temperatura do combustível e a taxa de evaporação. Portanto, estas se tornam mais suscetíveis à propagação do fogo que as florestas densas (SOARES e BATISTA, 2007).

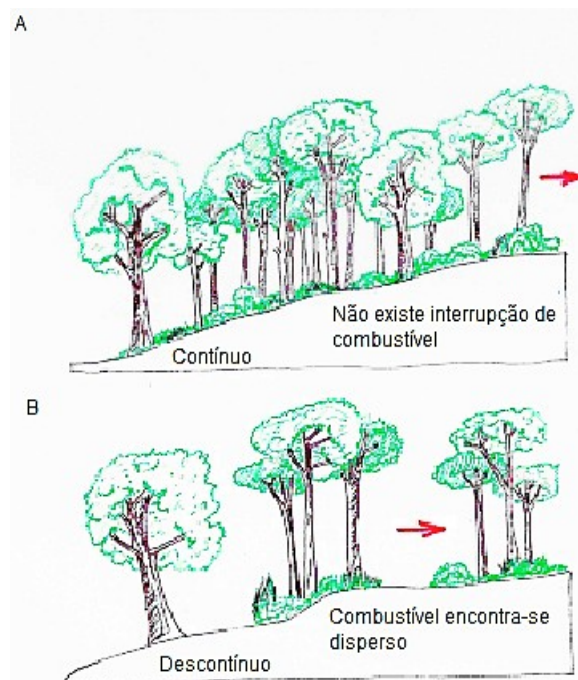


Figura 2. Continuidade Horizontal. A. Contínuo. B. Descontínuo. Fonte: Lima et al. (2010)

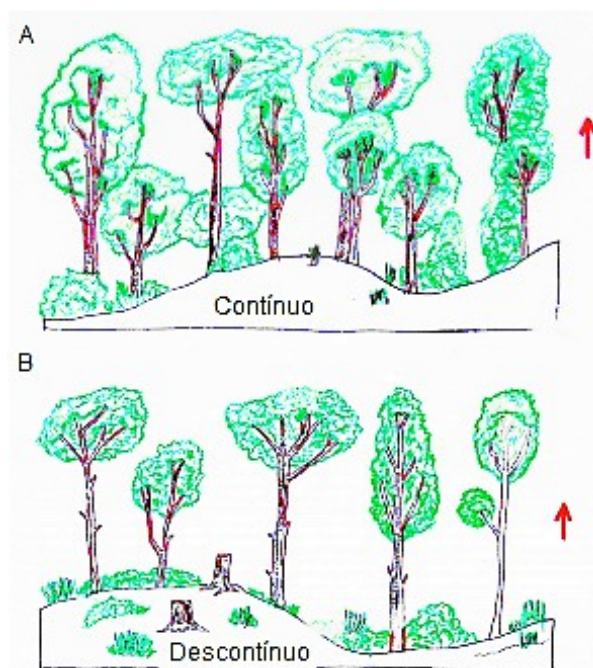


Figura 3. Continuidade Vertical. A. Contínuo. B. Descontínuo. Fonte: Lima et al. (2010)

2.1.2 Fatores meteorológicos que condicionam a ocorrência de incêndios

Os fatores condicionantes são aqueles que interferem na inflamabilidade do material combustível destacam-se: a umidade relativa do ar (UR), a precipitação e a temperatura do ar.

A UR define a quantidade de vapor d'água contida na atmosfera em relação ao máximo que a atmosfera pode conter. Dados sobre ocorrências de incêndios florestais

demonstram que, quando a umidade relativa baixa ao nível de 30% ou menos, torna-se extremamente difícil combater um incêndio (BATISTA, 2000). Como esta é menor durante o dia, é melhor controlar um grande incêndio durante a noite, quando os materiais combustíveis estão mais úmidos, o que dificulta a propagação do fogo (PRUDENTE, 2010).

De acordo com Prudente (2010), a variável precipitação também é fundamental para análise do risco de incêndio, uma vez que aumenta a quantidade de umidade nos combustíveis, o que dificulta o início e a propagação do fogo. Nos períodos de seca prolongada, o material cede umidade ao ambiente, tornando as condições extremamente favoráveis às ocorrências de incêndios.

Para Soares (1985) a análise do efeito da precipitação, deve considerar não apenas a quantidade de chuva, mas também sua distribuição sazonal, sendo a taxa de propagação dos incêndios menor quando a precipitação tem caráter mais uniforme ao longo do ano. Assim, a distribuição da precipitação é fator fundamental na definição do início, término e duração da estação de perigo do fogo.

No entanto, Torres et al. (2009) afirmam que uma diminuição na precipitação não provocará um aumento imediato na ocorrência de incêndios florestais, pois o solo e o material combustível continuam úmidos por algum tempo. Da mesma forma, um aumento na precipitação também não corresponde a uma redução imediata na ocorrência de incêndios, pois estando o solo e o material combustível com baixo teor de umidade, as precipitações serão absorvidas até o ponto em que o material combustível não entre mais em ignição.

Finalmente, as temperaturas do ar elevadas também afetam a ocorrência de incêndios, pois tornam os combustíveis mais secos e capazes de entrarem em combustão. Tal variável afeta a condição da vegetação, secando-a e elevando a temperatura interna dos seus tecidos, tornando a planta mais suscetível à ignição (LIMA et al., 2010).

2.1.3 Fatores que interferem na propagação de incêndios

O regime de vento e as características topográficas de determinado local são responsáveis por intensificar ou inibir a propagação de incêndios. Segundo Liu (2007), o regime de vento afeta a taxa de evaporação e de suprimento de oxigênio durante a queima do combustível, o que influencia as queimadas diretamente. O grau de secagem do combustível é acelerado por meio do transporte da alta concentração de vapor de água na camada próxima às superfícies dos materiais para fora das superfícies evaporativas. Ao mesmo tempo, o oxigênio consumido pelo fogo é renovado pelo vento intenso e, dessa forma, resulta em aumento da chama.

O vento guia as chamas, que por sua vez conduzem calor para as partículas adjacentes de combustível, acelerando o grau de propagação de novos focos. Além disso, a presença de vento no ambiente aumenta a evaporação da água da vegetação, o que reduz a umidade do combustível e acelera o processo de combustão. O vento também pode aumentar ou diminuir a velocidade do fogo dependendo da direção que este se encontra (SOARES e BATISTA, 2007).

Além disso, as características da paisagem como: configuração das colinas, montanhas, planos, vales, rios e lagos, interferem na radiação solar, no regime de ventos e na temperatura local. Neste sentido, as barreiras naturais, como rios, córregos, terrenos pedregosos impedem e, ou dificultam a propagação do fogo. No entanto, Lima et al. (2010) afirmam que as variáveis topográficas que mais interferem no desenvolvimento de incêndios são a declividade e a exposição das vertentes.

Segundo Soares e Batista (2007), quando ocorrem ventos fortes em áreas de alta declividade, a velocidade de propagação do fogo aumenta, isso porque quanto mais inclinado for o terreno mais as chamas se dobram. Ribeiro et al. (2008) mostraram que existe uma

tendência do fogo em se propagar rapidamente nos aclives e lentamente nos declives. A rápida propagação do fogo montanha acima (aclives) se explica por que o fogo seca e aquece com maior intensidade o material combustível localizado na parte superior do aclive, através da exposição de uma superfície maior às ondas de calor. Em seguida, uma corrente de ar quente originada pelo fogo encaminha-se para a parte superior da montanha; isso faz com que o ar fresco seja aspirado pela parte inferior, o que renova o oxigênio na zona de combustão. Finalmente, após receber maior quantidade de calor e secar-se de forma mais rápida, o material combustível da parte superior entra em combustão mais rapidamente, causando uma propagação mais intensa do fogo “morro acima”.

Soares e Batista (2007) afirmam que a exposição do terreno é um fator fundamental na probabilidade de ocorrência e propagação de um incêndio. No Hemisfério Sul, os raios solares incidem diretamente sobre faces voltadas para o norte, transmitindo maior quantidade de calor para essa exposição do que para as outras faces. A face oeste é a segunda a receber maior quantidade de energia, seguida da face leste. Já a face sul é a que menos recebe radiação. De acordo com Lima et al. (2010) a posição das encostas em relação à radiação solar (Figura 4), pode gerar microclimas, com mudanças no campo de temperatura, o que afeta o crescimento da vegetação e sua condição como combustível. Além disso, podem interferir na velocidade e intensidade do vento.

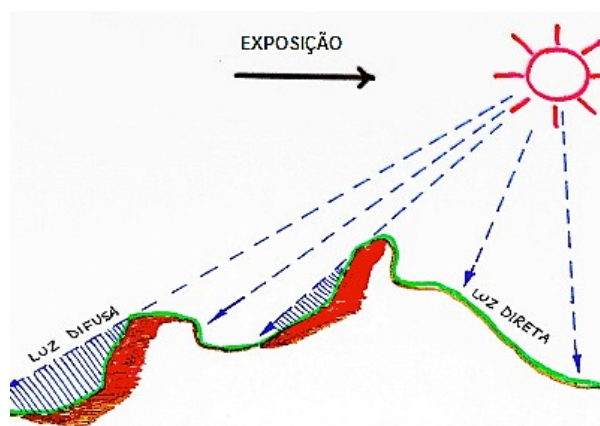


Figura 4. Efeito da Exposição das vertentes na intensidade de Luz em lugares montanhosos.
Fonte: Lima et al. (2010)

2.2 Classificação dos Tipos de Incêndios

De acordo com o estrato do combustível afetado, os incêndios são classificados em: superficiais, de copas e subterrâneos (Figura 5). Os incêndios superficiais são aqueles que se propagam de forma rápida e queimam resíduos vegetais não decompostos até aproximadamente 2 m de altura, e dessa forma, provocam muitas chamas e liberação intensa de calor. Dado o seu padrão vertical, estes incêndios não causam graves danos em árvores de grande porte, sendo prejudicial principalmente para a vegetação rasteira e plantas jovens (SOARES e BATISTA, 2007).

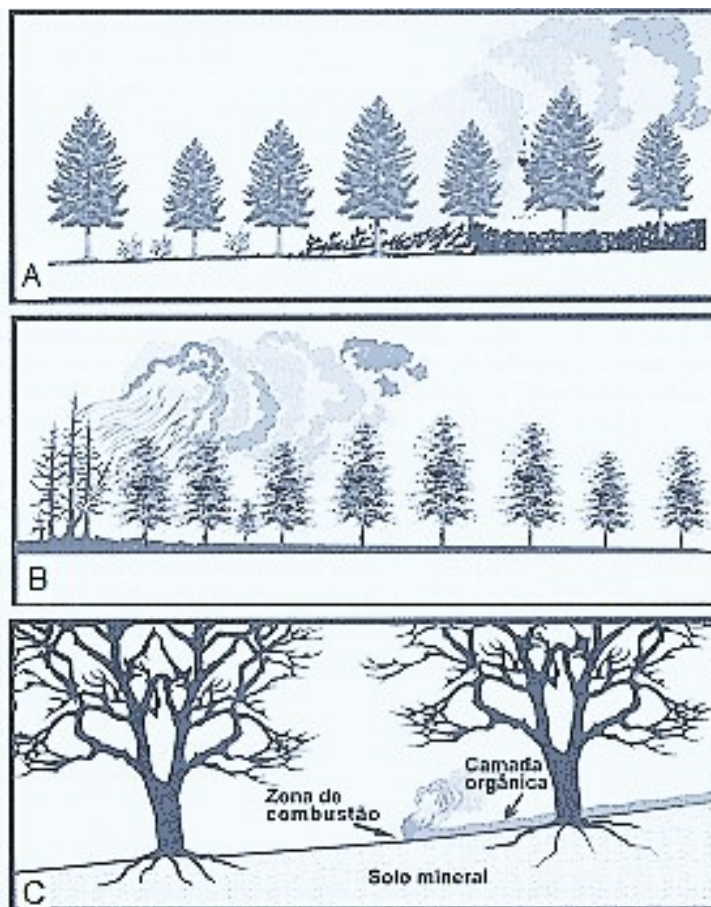


Figura 5. Tipos de incêndios florestais. A - superficial; B - copa; C- subterrâneo. Fonte: SOARES e BATISTA (2007)

Os incêndios de copas, como o próprio nome diz, se propagam pelas copas das árvores, e, devido a maior circulação de vento, são muito rápidos e destrutivos, provocando a morte de árvores de grande porte. Em geral, tais incêndios são impulsionados pelos superficiais.

Finalmente, os subterrâneos são aqueles que se propagam de forma lenta e contínua, queimando camadas de húmus ou turfas existentes principalmente associados a solos orgânicos. Eles apresentam pouca fumaça, e, por isso, são mais difíceis de serem detectados e combatidos. Este tipo de incêndio provoca danos graves às raízes e a fauna de solo e, podem causar a morte destes organismos (SOARES e BATISTA, 2007).

2.3 Interações entre o Fogo e o Desmatamento

As florestas úmidas são relativamente resistentes à seca, pois apresentam sistemas radiculares profundos que conseguem captar água do lençol freático nos períodos de estiagem (NEPSTAD et al., 1994). Apesar disso, as alterações em sua estrutura provocadas pelo desmatamento e pelo fogo, diminuem a sua capacidade de manutenção da umidade, aumentando a sua vulnerabilidade ao fogo (COCHRANE, 2003).

Cochrane (2003) mostrou que a exploração seletiva de madeira também corrobora com os incêndios florestais, pois a abertura da copa aumenta a penetração da luz que seca as folhas mortas no solo, o que diminui a umidade do sub-bosque e aumenta a inflamabilidade

da floresta. Paralelamente, as estradas também contribuem para o fogo florestal, pois promovem o acesso a áreas remotas o que facilita o desmatamento (Figura 6).

Normalmente, o fogo ocorre nas bordas dos fragmentos florestais cercadas por outras coberturas do solo, tais como agricultura e pastagens. Muitas vezes o fogo sai do controle e atinge as bordas dos fragmentos. Nas bordas, o efeito do vento e a intensa luminosidade, alteram a estrutura da floresta, e assim provocam aumento da mortalidade de árvores, seguido por um o aumento de material combustível (RAY et al. 2005).

Quando os incêndios se tornam recorrentes ocorrem mudanças no microclima do interior da floresta devido à mortalidade das árvores. A abertura do dossel, juntamente com o acúmulo de matéria orgânica morta, aumenta a probabilidade de ocorrência de novos eventos de fogo, de forma cada vez mais intensa (NEPSTAD et al., 1999).

O fogo e o desmatamento também afetam a disponibilidade de água utilizada na transpiração da floresta. A diminuição da transpiração reduz os níveis de umidade atmosférica e precipitação locais, o que se reflete no teor de umidade do material. Além disso, o estresse hídrico aumenta a queda das folhas, tornando o material combustível mais suscetível ao fogo (NEPSTAD et al., 2004).

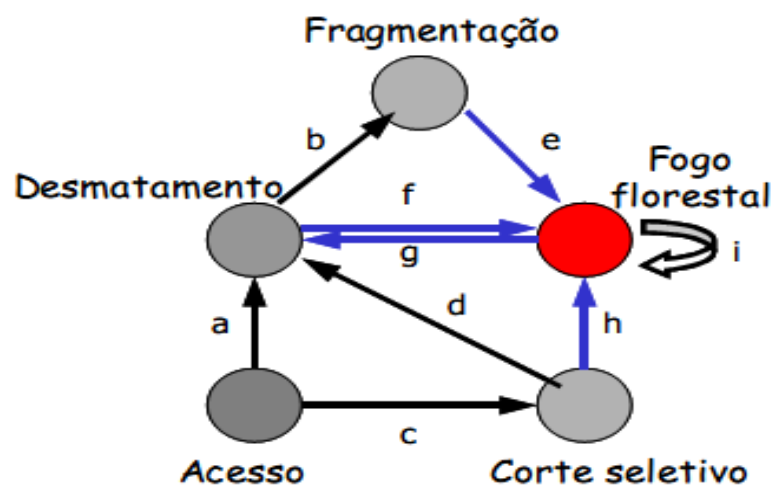


Figura 6– Interação entre desmatamento e efeito do fogo sobre as florestas.

a) o acesso à floresta favorece o desmatamento; b) fragmentos florestais aumentam a quantidade de bordas; c) acesso favorece a exploração de madeira; d) após desmatamento seletivo, a colonização intensifica o desmatamento; e) efeitos de degradação sobre as bordas florestais aumentam a suscetibilidade ao fogo; f) desmatamento e manutenção de pastagens provocam fogo acidental; g) fogos florestais repetidos facilitam o desmatamento; h) desmatamento seletivo degrada a floresta, tornando-a suscetível ao fogo; i) fogo florestal pode criar um *feedback* positivo, em que a recorrência o torna mais provável e severo a cada ocorrência. Fonte: Adaptado de Cochrane (2003).

2.4 Principais Sistemas Meteorológicos e Fenômenos que Afetam o Clima da Amazônia

a) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

É uma região de baixa pressão, onde ocorre convergência de escoamento em baixos níveis e divergência em altos níveis. Tal sistema é o mais importante produtor de chuvas sobre os oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como nas áreas continentais adjacentes. Nas imagens de satélites, a ZCIT é observada como uma zona de nuvens convectivas que se estende em uma faixa ao longo da região Equatorial, as quais, no caso do Brasil, influenciam diretamente os regimes de precipitações na região Norte e Nordeste (CAVALCANTI e DIAS, 2009).

A ZCIT também está relacionada com a manutenção do balanço térmico global. Na escala planetária, a ZCIT está localizada no ramo ascendente da célula de Hadley e atua no sentido de transferir calor e umidade dos níveis inferiores da atmosfera das regiões tropicais para os níveis superiores da troposfera e para as médias e altas latitudes (FERREIRA, 1996).

A ZCIT se situa em uma área caracterizada pela interação de um conjunto de fenômenos meteorológicos atmosféricos e oceânicos que atuam na faixa equatorial, tais como: Zona de Confluência dos Alísios (ZCA); zona do cavado equatorial; zona de máxima Temperatura da Superfície do Mar (TSM); zona de máxima convergência de massa e zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas. Segundo Ferreira (1996), embora ocorra esta interação, tais fenômenos não se apresentam, necessariamente, ao mesmo tempo, sobre a mesma latitude.

Na região do Atlântico, a ZCIT migra sazonalmente, de sua posição mais ao Norte (em torno de 14°N), durante o período de agosto a setembro, para a sua posição mais ao Sul (em torno de 2°S), durante o período de março a abril, padrão esse observado em anos de normalidade (CAVALCANTI e DIAS, 2009). A variabilidade da ZCIT está relacionada às anomalias da TSM, sendo influenciada principalmente pelo perfil N-S da TSM do Atlântico Tropical (Figura 7).

Nos períodos que ocorrem padrão de anomalia de TSM com sinais opostos sobre as bacias N e S do Atlântico Tropical, denominado de Dipolo do Atlântico, se observa gradiente meridional de temperatura inter-hemisférica sobre o Atlântico Equatorial, o qual influencia o deslocamento N-S da ZCIT. Esta se posicionará na região de máxima TSM (NOBRE e MOLION, 1986).

Outro fator que interfere no deslocamento da ZCIT é o padrão dos sistemas de alta pressão semi-estacionários do Atlântico. Quando ocorre a expansão da Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN) em direção ao Equador e a retração da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) em direção as latitudes mais altas do Atlântico Sul, a ZCIT se desloca mais para o S. Quando o padrão das Altas Subtropicais do Atlântico se apresenta de forma oposta, a ZCIT se desloca mais para o N (NOBRE e MOLION, 1986).

Na região Norte do Brasil, a ZCIT pode atuar de duas formas indiretas, uma delas é através da formação de aglomerados convectivos que se formam ao longo deste sistema e que se propagam para Oeste (W) até atingir a bacia Amazônica. Outra forma é através da interação dos Alísios com a circulação da brisa marítima, formando as Linhas de Instabilidade (LI's) que se deslocam para o interior do continente e se regeneram durante a propagação para W, e assim, podem alcançar a Cordilheira dos Andes (COHEN et al., 1995).

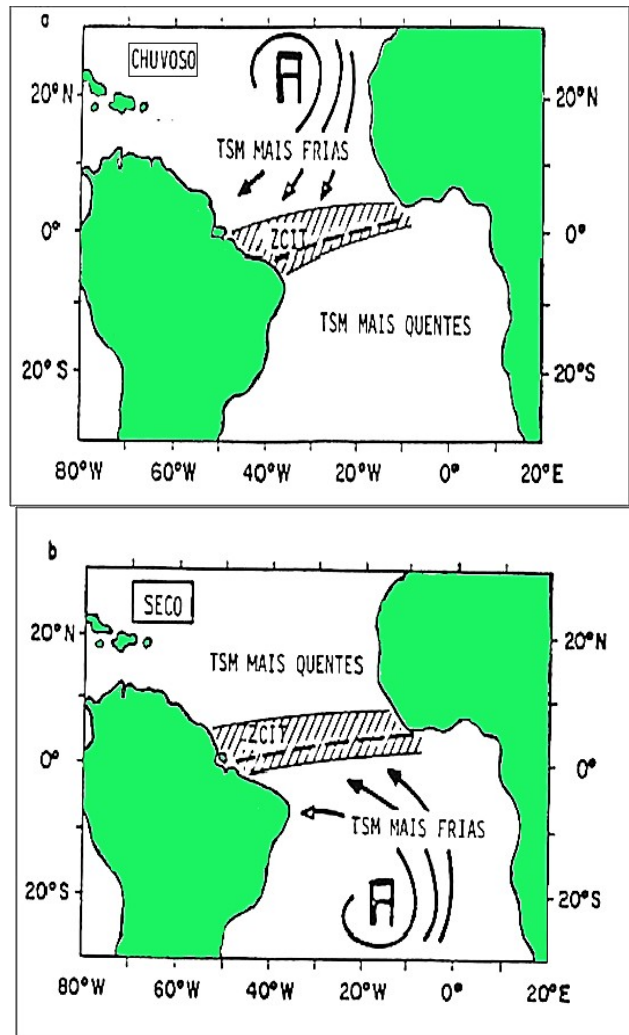


Figura 7. Interação da ZCIT com a TSM na estação chuvosa (a) e interação da ZCIT com a TSM na estação seca (b). Fonte: Nobre e Molion (1986)

Na região Amazônica, a flutuação sazonal da ZCIT também influencia o regime de chuvas. Em geral, quando a ZCIT está mais ao N (inverno), as precipitações diminuem, quando está mais ao S (verão), os índices pluviométricos aumentam significativamente (REIBOTA et al., 2010).

b) Ventos Alísios

Os Alísios são ventos úmidos que provocam precipitações nos locais onde convergem. Eles se originam da ascensão de massas de ar que convergem de zonas de alta pressão (anticiclônicas) nos trópicos para zonas de baixa pressão (ciclônicas) no Equador (CAVALCANTI e DIAS, 2009).

Este fenômeno ocorre porque na região Equatorial a radiação solar é uniforme e intensa, o que induz a formação de baixas pressões à superfície. Diante desta situação, os ventos Alísios de sudeste (SE), provenientes do HS, e os ventos Alísios de nordeste (NE), provenientes do HN, convergem em baixos níveis. A ascensão desses ventos provoca resfriamento em níveis mais altos, o que ocasiona perda de umidade por condensação e, conseqüentemente a precipitação. Em altitude ocorre um movimento em sentido contrário, os chamados contra-alísios, que saem das regiões ciclônicas até a zona dos cinturões

anticiclônicos, onde ocorre o movimento subsidente e um novo aquecimento, o que forma novamente os Alísios. Esta circulação é a chamada célula de Hadley-Walker (CH-W) (NOBRE e MOLION, 1986).

c) Linhas de instabilidade (LI)

A LI é a zona dianteira de um distúrbio propagante que ocorre em mesoescala. As LI's são compostas da seguinte forma: (i) em sua frente ocorrem nuvens cúmulos em desenvolvimento; (ii) em seguida, observa-se uma borda dianteira de convecção em forma de *cumulonimbus*, ou seja, a própria LI com chuva forte associada e, finalmente, (iii) observa-se em sua retaguarda (região da bigorna) uma camada ampla de nuvens estratiformes (CAVALCANTI e DIAS, 2009).

As LI que ocorrem na Amazônia são responsáveis pela formação de chuvas durante a estação seca, próximo à costa dos estados do Pará, Amapá e também na Amazônia Central. Nesta região, estes sistemas são formados devido à circulação da brisa marítima e podem se prolongar para o interior do continente ou permanecerem próximas à costa. As LI são classificadas em: (i) Linhas de Instabilidade Costeira (LIC), que são aquelas cuja propagação horizontal no interior do continente alcança até 170 km; (ii) Linhas de Instabilidade com Propagação do tipo 1 (LIP1), com deslocamento horizontal entre 170 e 400 km; e, por fim, (iii) Linhas de Instabilidade com Propagação do tipo 2 (LIP2), que apresentam deslocamento horizontal superior a 400 km (COEHN et al., 1989).

Segundo Coehn et al. (1989), entre os casos observados, a maior parte das LI não adentram o continente, sendo 62% classificados como LIC e o restante (38 %) de LIP. De acordo com os autores, as LI podem atingir o extremo oeste da Amazônia, com velocidade de deslocamento entre 12 e 15 m s⁻¹, com comprimento de 1500 km e largura de 170 km.

d) Alta da Bolívia (AB)

A AB é uma circulação anticiclônica em altos níveis (200 hPa) de núcleo quente, centrada, em média, no platô boliviano. Este sistema apresenta variação intrasazonal e interanual, sendo sua manutenção associada ao aquecimento continental do Platô Boliviano (ZHOU e LAU, 1998), da Amazônia e do Brasil Central, assim como pela convergência (em baixos níveis) da umidade que vem de nordeste e de leste (FISH et al., 1998). Esta convergência provoca forte convecção, condensação e liberação de calor latente na média/alta troposfera. Como a atividade convectiva possui um ciclo anual de migração Sudeste-Noroeste SE/NW, que sai da região Amazônica durante o trimestre DJF (Dezembro/Janeiro/Fevereiro) e deslocando-se até a América Central (trimestre JJA – Junho/Julho/Agosto), ocorre a desintensificação da AB, durante o inverno. Assim, as chuvas na Amazônia estão diretamente relacionadas com o comportamento da AB (FISH et al., 1998).

Gusmão (1996) afirma que a posição e a intensidade da AB também depende da interação com outros sistemas sinóticos como, por exemplo, o Cavado do Nordeste (CN), a penetração de Sistemas Frontais (SF) e a posição do jato subtropical.

e) Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN)

São sistemas formados por centros de pressão relativamente baixa que se originam na alta troposfera e se estendem até os níveis médios e, que dependem da instabilidade atmosférica. Tais sistemas apresentam um centro relativamente frio com movimentos verticais subsidentes, que transportam ar frio e seco dos altos para os médios níveis da troposfera, dando origem a condição de céu claro. Enquanto que na periferia dos VCAN's, observam-se movimentos verticais ascendentes, que favorecem o transporte de ar quente e úmido e assim,

gera nebulosidade e chuva, principalmente na direção do deslocamento do vórtice (GAN et al., 2004).

Os VCAN's costumam ser estacionários e durar vários dias, porém podem apresentar deslocamento lento para leste ou oeste. Estes sistemas afetam o ciclo hidrológico, o balanço de energia e o clima em grande parte da América do Sul, interagindo de forma direta com a Alta da Bolívia (AB) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (CAVALCANTI e DIAS, 2009).

f) Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A ZCAS é caracterizada como uma faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW/SE), que se estende do sul da Amazônia ao Atlântico Sul-Central por alguns milhares de km, constituindo-se em um sistema típico de verão/primavera, que influencia diretamente o regime de chuvas das regiões a ele associadas. Tal sistema está associado a uma zona de convergência do fluxo de umidade na baixa troposfera e se relaciona com outros sistemas meteorológicos, tais como os sistemas frontais (SF), os VCAN's e a AB (CAVALCANTI e DIAS, 2009).

A ZCAS apresenta variações no seu posicionamento, na intensidade das chuvas e na circulação. Tais variações podem originar eventos extremos de precipitação em algumas áreas onde este sistema está atuando diretamente e paralelamente gerar períodos de seca ou irregularidade de chuvas nas regiões onde este sistema está descaracterizado ou não está atuando. Em geral, a ZCAS tende a se posicionar mais ao norte no início do verão, deslocando-se posteriormente para o sul e pode variar até 10° - 15° de latitude. De acordo com Cavalcanti e Dias (2009), o comportamento da ZCAS está relacionado à interação de fatores em diversas escalas espaciais e temporais, tais como: o aquecimento adiabático sobre a bacia Amazônica, a topografia dos Andes, a variação da TSM e a AB.

g) Friagens

A ação eventual de SF na parte meridional da Amazônia é denominada de friagem. De forma geral, tal fenômeno provoca diminuição da temperatura, umidade do ar e um aumento significativo da velocidade do vento, sendo tais características mais ou menos pronunciadas de acordo com a intensidade do fenômeno e as diferentes regiões da Amazônia (FISCH et al., 1998).

h) El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

O El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno caracterizado pela interação atmosfera-oceano, relacionado a alterações dos padrões da TSM e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial, entre a Costa Peruana e o Pacífico oeste próximo à Austrália (OLIVEIRA, 2001).

Em condições normais (fase neutra do ENOS), o Pacífico Equatorial apresenta anomalias de TSM de até 0,5°C no centro-oeste da bacia e em torno de 0° ao Leste (E). A célula de Walker (circulação zonal) apresenta movimentos ascendentes (formadores de chuva) na área próxima da Austrália e Indonésia e descendentes (inibidores de chuva) próximos à costa oeste da América do Sul (AS). Os alísios escoam de E para W próximo à superfície e nos altos níveis da troposfera, os ventos escoam no sentido contrário. Os Alísios “empurram” a água, fazendo com que a termoclina fique bem inclinada, com águas mais rasas junto à costa oeste da AS e mais profunda no Pacífico Oeste (Figura 8).

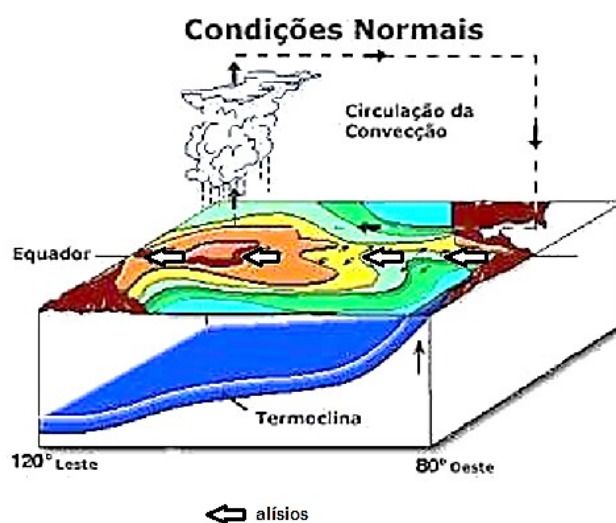


Figura 8. Circulações oceânicas e atmosféricas em condições normais sobre o Pacífico Equatorial. Fonte: CPTEC/INPE (2015)

A fase quente do ENOS (conhecida como El Niño) é caracterizada por aquecimento anômalo das águas superficiais e sub-superficiais do Pacífico Equatorial Leste e que pode se estender para a parte central do oceano. Nestas regiões a TSM atinge valores superiores a $0,5^{\circ}\text{C}$, enquanto no W da bacia predominam anomalias negativas. Esta situação deixa a termoclina menos inclinada (Figura 9).

As águas mais quentes sobre o centro-leste do Pacífico Equatorial favorecem convergência em superfície sobre a região, o que gera um movimento ascendente de ar que provoca a formação de nuvens de chuva. Em altos níveis da atmosfera (~ 15 km de altura), o ar diverge e forma um movimento descendente sobre o W do Pacífico e outra parte desce sobre a AS em torno do Equador. Esse processo enfraquece os ventos alísios e desloca o sentido da circulação de Walker (de W para E). Paralelamente, o enfraquecimento dos alísios diminui a ressurgência no Pacífico Equatorial Leste, o que promove diminuição do aporte de nutrientes das profundezas para a superfície do oceano em direção à costa oeste da América do Sul (OLIVEIRA, 2001).

Na fase fria do ENOS (conhecida como La Niña) ocorre resfriamento anômalo das águas superficiais e sub-superficiais do Oceano Pacífico Equatorial Leste e que em algumas vezes se estendem para a parte central da bacia, com valores inferiores $-0,5^{\circ}\text{C}$, enquanto no oeste da bacia predominam anomalias positivas de TSM.

As águas mais quentes sobre o oeste do Pacífico Equatorial favorecem convergência em superfície e os Alísios ficam mais fortes. Essa situação gera movimento ascendente do ar e juntamente com a evaporação, promove aumento das chuvas na região da Austrália e Indonésia. Nos altos níveis da atmosfera, ocorre um movimento divergente, que gera subsidência sobre a costa sul americana. Esse processo alonga e intensifica a célula de Walker (Figura 10).

O fenômeno ENOS pode ser diagnosticado/prognosticado pela determinação da TSM em quatro regiões do Pacífico Equatorial (Figura 11).

Outra forma de quantificar a existência e intensidade deste fenômeno é a utilização do Índice de Oscilação Sul (IOS). Este índice representa a diferença entre a Pressão ao Nível do Mar (PNM) entre o Pacífico Central (Taiti) e o Pacífico do Oeste (Darwin/Austrália). Os valores de IOS (-) indicam ocorrência de eventos de El Niño e os valores (+) eventos de La

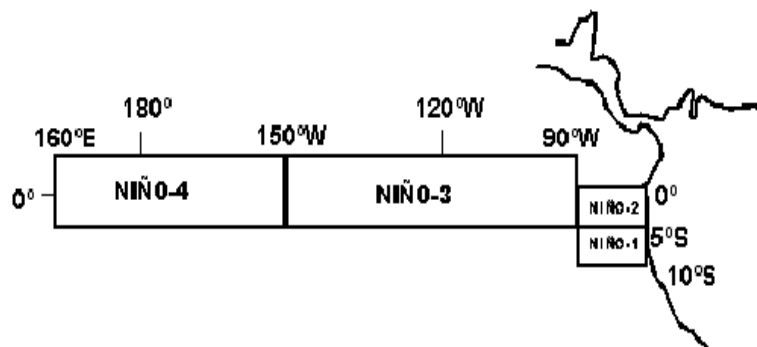


Figura 11. Regiões do Pacífico Equatorial onde a TSM é monitorada para diagnóstico/prognóstico dos eventos El Niño e La Niña. Fonte: CPC/NWS.

Na Amazônia, em geral, os anos de El Niño caracterizam períodos de estiagem porque a ZCIT situa-se anormalmente mais ao norte do que sua posição climatológica sobre o Atlântico Tropical. A convecção é inibida porque o ramo descendente da CW se desloca para uma área sobre a Amazônia. Além disso, como os ventos de NE estão mais fracos, há diminuição do fluxo de umidade proveniente dos oceanos (MARENGO e HASTENRATH, 1993).

Os estudos realizados por Nobre e Shukla (1996) corroboram com a hipótese de que a combinação das circulações atmosféricas anômalas, causadas pelas distribuições espaciais da TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT. Tal fato influencia diretamente a distribuição da precipitação sobre o norte da América do Sul.

Assim, durante os eventos de El Niño e La Niña, observam-se variações na distribuição da precipitação em relação ao padrão da Região Amazônica, produzindo, em geral, anomalias negativas de precipitação em períodos de El Niño e anomalias positivas em períodos de La Niña. No entanto, a região Amazônica, por ser extensa, apresenta resposta diferenciada a atuação destes fenômenos. Por exemplo, em algumas regiões há redução das chuvas em anos de El Niño e aumento em anos La Niña. Apesar disso, em outras regiões a resposta pode ser mais dependente das condições da TSM do Oceano Atlântico (MARENGO, 2008).

3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACRE. **Governo do Estado do Acre. Acre em Números 2011**. Rio Branco: SEPLAN, 2011. 200 p.

BATISTA, A. C. Mapas de risco: uma alternativa para o planejamento de controle de incêndios florestais. **Revista Floresta**, Curitiba, v. 30, p. 45-54, 2000.

BROWN, I. F.; SCHROEDER, W.; SETZER, A.; M; DE LOS RIOSMALDONADO; PANTOJA, N.; DUARTE, A.; MARENGO, J. Monitoring Fires in Southwestern Amazonia Rain Forests. **Eos, Transactions, American Geophysical Union**, v. 87, n. 26, p. 253-264, 2006.

CAÚLA, R. H., OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; LYRA, G. B.; DELGADO, R. C.; HEILBRON FILHO, P.F.L. Overview of fire foci causes and locations in Brazil based on meteorological satellite data from 1998 to 2011. **Environmental Earth Sciences** (Print), v. 74, p. 1497-1508, 2015.

CAVALCANTI, F. J. DA S. e SILVA, D. (Org). **Tempo e clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463 p.

COMISSÃO ESTADUAL DE GESTÃO DE RISCOS AMBIENTAIS. Plano integrado de prevenção, controle e combate às queimadas e incêndios florestais do estado do Acre. Rio Branco: SEMA, 2011. 80 p.

Centro de Previsões do Tempo e Clima. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br>> Acesso em: 20/10/2015.

FERREIRA, N. S. Zona de Convergência Intertropical. **Climanálise Especial**. Edição Comemorativa de 10 anos. FUNCEME, p. 136 – 139, 1996.

FISCH, G.; MARENGO, J.M.; NOBRE, C.A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonia**, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROUPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47-66, 2004.

GUSMÃO, A. M. A Alta da Bolívia. **Climanálise Especial**. Edição Comemorativa de 10 anos. FUNCEME, p. 136 – 139, 1996.

INPE. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Disponível em: www.inpe.gov.br >. Acesso em 16 dezembro de 2012.

LIMA, A. A. A.; LACERDA, F. S.; ZACHARIAS, G. C.; STEIL, L.; LEITE, F. S.; COSTA JUNIOR, V.; ARAÚJO, R. R. **Amazônia sem fogo**: Programa de formação técnica sobre as alternativas ao uso do fogo no desenvolvimento sustentável da Região Amazônica. Brasília: MMA, 2010. 51p.

LIU, W. T. H. **Aplicações de Sensoriamento Remoto**. Campo Grande: Editora UNIDERP, 2007. 881 p.

MARENGO, J., HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 6, n.4, p. 617-627, 1993.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M.F.; OYAMA, M.D. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. **Phil Trans Roy Soc B**, v. 363, p. 1773–1778, 2008.

NOBRE, C e MOLION, A. **Climanálise Especial**. Edição Comemorativa de 10 anos, 1986.

NOBRE, P.; SHUKLA J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **J. Climate**, v. 9, p. 2464–2479, 1996.

OLIVEIRA, G. S. **O El Niño e Você** - o fenômeno climático - Editora Transtec - São José dos Campos (SP), 2001. 115 p.

PRUDENTE, T. D. **Geotecnologias aplicadas ao mapeamento de risco de incêndio florestal no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e área de entorno**. Uberlândia, UFU, 2010. 114 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). UFU, Uberlândia - MG. 2010.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p. 185-204, 2010.

ROCHA, E. J. P. **Balço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. 2001. 210 p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos - SP.

RIBEIRO, L.; KOPROSKI, L. P.; STOLLE, L.; LINGNAU, C.; SOARES, R. V.; BATISTA, A. C. Zoneamento de riscos de incêndios florestais para a Fazenda Experimental do Canguiri, Pinhais (PR). **Revista Floresta**, Curitiba, v. 38, n. 3, p. 561-572, 2008.

SOARES, R. V.; BATISTA, A. C. **Incêndios Florestais - Controle, Efeitos e Uso do Fogo**. Curitiba: FUPEF, 2007. 250p.

SOARES, R.V.; BATISTA, A. C.; NUNES, J. R. S. **Manual de prevenção e combate a incêndios florestais**. 2. ed. Curitiba: FUPEF, 2008. 55p.

TORRES, F. T. P.; RIBEIRO, G. A.; MARTINS, S. V. Incêndios em vegetação e elementos meteorológicos na cidade de Juiz de Fora, MG. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.4, 379-389, 2009.

CAPÍTULO I

COMPARAÇÃO ENTRE PRODUTOS DE PRECIPITAÇÃO E TEMPERATURA DO AR (EM GRADE) PARA O ESTADO DO ACRE, SUDOESTE DA AMAZÔNIA - BRASIL

RESUMO

Neste trabalho avaliou-se a precisão e exatidão dos produtos de precipitação em grade do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) e da Universidade de *Delaware* (UDEL), assim como os produtos de temperatura do ar do *Global Historical Climatology Network* (GHCN) e da UDEL para o estado do Acre, sudoeste da Amazônia. Utilizou-se como referência as séries climáticas desses elementos observadas em cinco Estações Meteorológicas Convencionais (EMC) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), entre janeiro de 1971 e dezembro de 2000. Os dados foram comparados por meio da regressão linear simples; do coeficiente de determinação (r^2); do índice de concordância de Willmott (d); do índice de desempenho de Camargo (c); da raiz do erro quadrático médio (REQM); do erro sistemático médio (MSEs) e do erro não sistemático (MSEu). Além disso, foi realizada uma análise da tendência dos produtos em escala sazonal e interanual. Em relação à precipitação, verificou-se que tanto o GPCC quanto da UDEL representaram significativamente as variabilidades médias da precipitação ao longo da série. Em relação aos padrões da temperatura do ar, embora a precisão do GHCN e da UDEL tenha sido baixa, a exatidão foi satisfatória segundo os métodos estatísticos.

Palavras-chave: produtos em grade; precisão; exatidão

ABSTRACT

In this paper we evaluated the precision and accuracy of the precipitation products in the Global Precipitation Climatology Centre grid (GPCC) and the University of Delaware (UDEL) and the air temperature Global Historical Climatology products Network (GHCN) and UDEL for the state of Acre, southwestern Amazonia. It was used as a reference climate series of these elements observed in five Weather Stations Mainstream (EMC) of the National Institute of Meteorology (INMET), between January 1971 and December 2000. Data were compared by linear regression; the coefficient of determination (r^2); the Willmott concordance index (d); Camargo's performance index (c); root mean square error of (REQM); the average systematic error (MSE) and no systematic error (MSEu). Moreover, a trend analysis of the products was seasonal and annual scale performed. Regarding precipitation, it was found that both the GPCC as UDEL represent the mean and variability of rainfall throughout the series. In relation to the air temperature standards, although the accuracy of GHCN and UDEL was low, was satisfactory accuracy according to statistical methods.

Keywords: grid products; precision; accuracy

1. INTRODUÇÃO¹

A Amazônia é uma região importante para o controle climático a nível local, regional e global. Tal fato está relacionado à grande quantidade de energia solar incidente na região e a disponibilidade hídrica decorrente dos processos convectivos e da evapotranspiração. Apesar disso, os regimes pluviométricos da região não são homogêneos, pois apresentam grande variabilidade espacial e temporal, devido à influência de diversos sistemas meteorológicos de escala local, meso e grande escala (ROCHA, 2001; REBOITA et al., 2010).

No estado do Acre, situado no sudoeste da Amazônia brasileira, a atuação sazonal dos sistemas meteorológicos e dos mecanismos associados não é completamente conhecida, em parte devido aos estudos científicos para essa região abordarem principalmente a caracterização climática, com base na precipitação e temperatura do ar (DUARTE, 2006). De qualquer modo, devido a limitações de ordem geográfica e econômica, são escassas séries históricas iguais ou superiores a 30 anos, regularmente distribuídas no espaço, o que dificulta a condução de pesquisas de diferentes áreas.

Para contornar estas restrições, alguns pesquisadores têm utilizado séries oriundas de modelos climáticos. Estes analisam uma série de variáveis meteorológicas disponíveis a partir de algum tipo observação (aviões, navios, imagens de satélite, imagens de radar e radiossondagens) e utilizam as leis físicas envolvidas nos modelos de Previsão Numérica do Tempo (PNT) para processar uma grande variedade de observações e gerar prognósticos. Outros ainda, além desses métodos indiretos, também incorporam no processo de modelagem dados oriundos de estações meteorológicas de superfície e altitude (PINTO et al, 2009).

No entanto, diversos estudos (COSTA e FOLEY, 1998; ADLER et al., 2001; MARENGO, 2005; GETIRANA et al.; 2011) demonstraram que séries históricas obtidas por meio de modelagem numérica podem apresentar diversos erros quando comparadas entre si e com dados de observações *in situ*, principalmente para regiões remotas, onde a confiabilidade dos dados observados também é questionável.

Muitas vezes, quando se avalia a confiabilidade dos dados estimados por modelagem numérica, os dados de precipitação e temperatura de produtos em grade são utilizados como referência (COSTA e FOLEY, 1998). Porém, as diferentes metodologias empregadas nos processos de interpolação, assim como o número de estações utilizadas na obtenção das grades podem gerar produtos com dados discrepantes entre si, o que afeta a qualidade de tais comparações (SUN et al., 2014).

Assim, diante da necessidade de obtenção de dados meteorológicos confiáveis com regularidade espacial e longa série histórica, foram avaliadas a precisão e exatidão dos dados em grade de precipitação do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) e da Universidade de *Delaware* (UDEL) assim como da temperatura do ar do *Global Historical Climatology Network* (GHCN) e da UDEL para o estado do Acre, tendo como referência os dados observados em estações meteorológicas convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

¹ Esse capítulo foi submetido na forma de artigo para a Revista *Environmental Science*.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Descrição dos Produtos em Grade

O produto do GPCP utilizado neste trabalho fornece dados de precipitação mensal a nível mundial, em grade com resolução de $1,0 \times 1,0^\circ$ no período de 1948 a 2010. Para gerar esse produto são utilizados dados meteorológicos sinóticos acessíveis via Sistema Global de Telecomunicações (GTS); boletins climáticos mensais; dados de estações meteorológicas de diversos países; coleções de dados de alguns projetos regionais internacionais; assim como a coleção de dados globais da Unidade de Pesquisa Climática (Reino Unido) e da Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO) (RUDOLF e SCHNEIDER, 2005).

Os dados das estações passam por rigorosas análises de controle de qualidade, que incluem: um pré-processamento nos dados de origem; análise de séries temporais que identificam mudanças espúrias na média e variância; comparações espaciais que verificam a exatidão da média climatológica e o ciclo sazonal em relação a pontos vizinhos, de forma a identificar *outliers*. Após esses procedimentos, os possíveis erros detectados são corrigidos, se possível, em caso contrário, estes registros são descartados e não entram na composição final (SCHNEIDER et al., 2014).

Finalmente, os dados de precipitação são interpolados através do método *Spheremap* (WILLMOT et al., 1985) e são estimados os erros associados ao processo de interpolação. O método *Spheremap* é uma adaptação esférica do sistema de ponderação de *Shepard* (Shepard, 1968), que considera: (a) as distâncias das estações para o ponto de grade (para número limitado de estações mais próximas), (b) a distribuição direcional de estações em relação ao ponto de grade (a fim de evitar excesso de peso de estações em *cluster*), e (c) os gradientes do campo de dados no ponto de grade ambiente.

Para gerar o produto em grade, as anomalias de precipitação das estações são interpolados e depois sobrepostas aos totais de precipitação absolutos (BECKER et al., 2005). Uma descrição detalhada da metodologia utilizada para gerar o produto de precipitação do GPCP pode ser encontrada em Rudolf e Schneider (2005); Becker et al. (2013) e Schneider et al. (2014).

O produto GHCN utilizado neste trabalho fornece dados de temperatura do ar mensais a nível mundial, em grade com resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ no período de 1948 a 2010. Os dados são compilados de 31 diferentes fontes a nível mundial, que representam aproximadamente 6.000 estações, cujos dados são submetidos a rigorosos controles de qualidade. Estes incluem um pré-processamento e controle dos dados de origem além de testes de homogeneidade, que visam minimizar o efeito de fatores não climáticos sobre a série temporal, tais como, a mudança do uso do solo (LAWRIMORE et al., 2011).

Neste produto, são utilizadas anomalias de temperatura do ar de forma a normalizar os dados para que possam ser comparados e combinados, para representar com mais precisão os padrões de temperatura em relação ao que é normal para lugares diferentes dentro de uma região, particularmente em áreas com variação de altitude e/ou com dados esparsos (FAN e VAN DEN DOOL, 2008).

Para realizar este cálculo é utilizado o Método de Anomalia Climática (CAM) (ROPELEWSKI et al., 1984) ou então o Primeiro Método da Diferença (FDM) (PETERSON et al., 1998). O CAM envolve o cálculo das anomalias de temperatura (a partir da média climatológica de 30 anos 1961-1990 ou 1971-2000) para cada mês e ano do período de registro de uma estação. Já o FDM é utilizado para o cálculo de anomalias em estações que

apresentam uma série de dados mais curta, com o mínimo de dois anos de dados consecutivos. Tal método se baseia apenas no cálculo de uma diferença de temperatura de um ano para o próximo.

Após estes cálculos, os campos de anomalias são combinados aos de temperatura para fornecer os valores finais completos em grade, através do método *Cressman* (1958) para a interpolação. Uma descrição detalhada da metodologia empregada no produto em grade de temperatura do GHCN é apresentada em Fan e Van den Dool (2008) e Lawrimore et al. (2011).

Além dos produtos descritos acima, foram utilizados para fins de comparação duas outras bases de dados gerados pela Universidade de Delaware, sendo um produto de precipitação e outro de temperatura do ar.

A grade de precipitação da UDEL compila dados a partir de várias fontes: o *Global Historical Climatology Network* (GHCN2), o Serviço Atmosférico e Ambiental do Canadá; do Instituto hidrometeorológico de São Petersburgo - Rússia; dados do projeto *Greenland Climate Network*; registros a partir de estações meteorológicas automáticas do Projeto Groenlândia, do Centro Nacional de Investigação Atmosférica (NCAR), dados diários da Índia; do arquivo de dados de precipitação do continente Africano; dados mensais de precipitação do continente sul-americano, do *Global Surface Summary of Day* (GSOD) e de Legados e Willmott (1990). Após a realização de um controle de qualidade e da junção dos dados, os valores absolutos de precipitação são interpolados pelo método esférico de *Shepard* (SHEPARD, 1968) em uma grade $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (MATSUURA e WILLMOTT, 2009).

O produto de temperatura do ar da UDEL utiliza como base os registros do GHCN versão2 e de Legados e Willmott (1990). Este produto também está disponível em uma resolução de $0,5 \times 0,5^\circ$, porém esta é gerada pelo método de Interpolação Auxiliada Climatologicamente (CAI) (WILLMOTT e ROBESON, 1995) ajustado através do Modelo Digital de Elevação (MDE).

O CAI utiliza dados climatológicos de alta resolução espacial para se obter uma diferença mensal da temperatura em cada estação. Estas diferenças entre as estações são interpolados através do algoritmo *Shepard*. Por fim, cada diferença mensal em grade é adicionada de volta para o campo da climatologia mensal correspondente para se obter o valor final de temperatura (WILLMOTT e ROBESON, 1995).

É importante ressaltar que o processo de interpolação gera um produto pautado nos dados absolutos de temperatura do ar ao invés de campos de anomalia. Após a interpolação de ambos os produtos, os erros são estimados por meio de validação cruzada.

Uma descrição detalhada sobre os produtos de precipitação e temperatura da UDEL pode ser encontrada em Legates e Willmott (1990a); Legates e Willmott (1990b); Willmott e Matsuura (1995) e Willmott e Robeson (1995).

2.2 Validação dos Dados

Os dados de precipitação e temperatura do ar dos produtos foram validados para o período de janeiro de 1971 a dezembro de 2000, utilizando-se de séries climáticas observadas cinco Estações Meteorológicas Convencionais (EMC) do INMET. Como existem apenas três estações que possuem longa série histórica dentro do estado do Acre, foram utilizados também dados de duas estações situadas no estado do Amazonas.

Uma grade de pontos com os dados de precipitação do GPCC; de temperatura do GHCN, e de precipitação e temperatura da UDEL foi sobreposta à localização das estações (Figura 1). Para fins de validação, foram utilizados os dados dos pontos de grade mais próximos às estações, conforme a Tabela 1.

Tabela 1. Localização das estações meteorológicas convencionais do INMET e dos pontos de grade de temperatura do ar e precipitação dos produtos utilizados nas análises.

ESTAÇÕES (INMET)	ALTITUDE (m)	COORDENADAS ESTAÇÕES		PONTOS GRADE GPCC		PONTOS GRADE GHCN e UDEL	
		Lat (°)	Long (°)	Lat (°)	Long (°)	Lat (°)	Long (°)
Cruzeiro do Sul-AC	170	-7,6	-72,67	-7,5	-72,5	-7,75	-72,75
Eirunepé - AM	104	-6,67	-69,87	-6,5	-69,5	-6,75	-69,75
Lábrea - AM	61	-7,25	-64,83	-7,5	-65,5	-7,25	-64,75
Rio Branco-AC	160	-9,97	-67,8	-9,5	-67,5	-9,75	-67,75
Tarauacá - AC	190	-8,17	-70,77	-8,5	-70,5	-8,25	-70,75

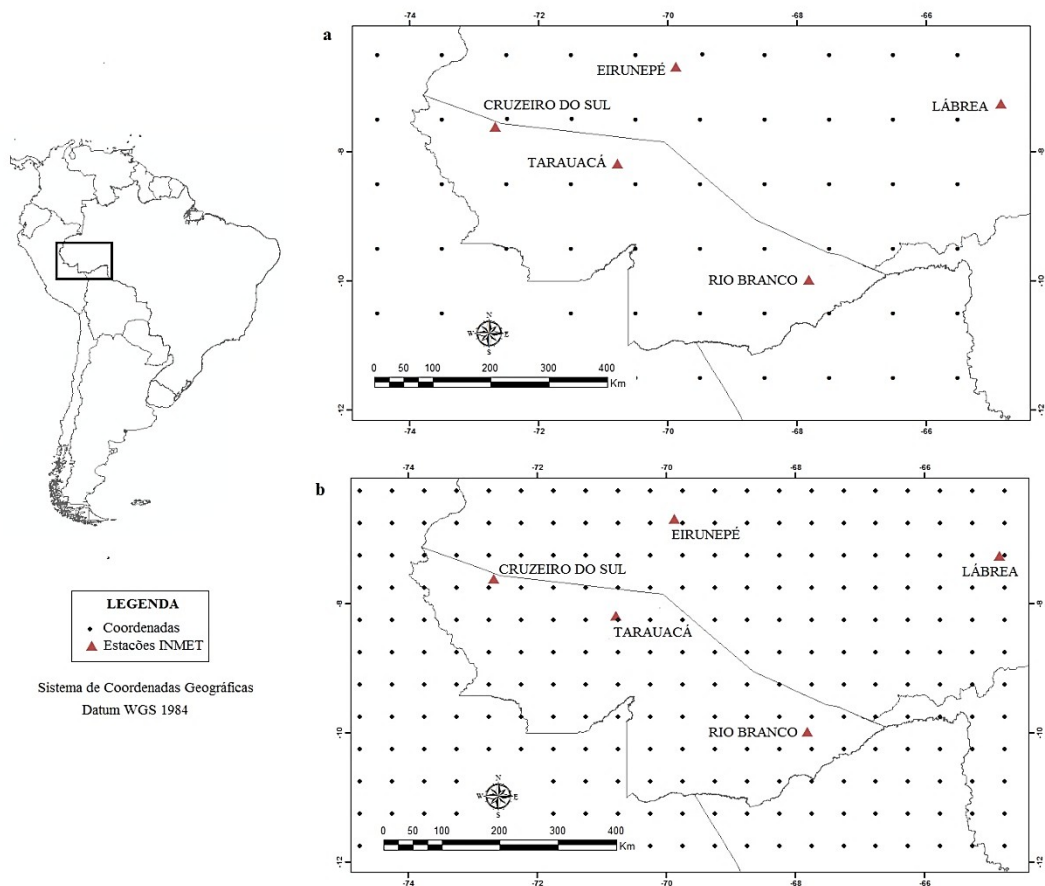


Figura 1. (a) Localização das estações meteorológicas convencionais do INMET e dos pontos de grade do GPCC. (b) Localização das estações meteorológicas convencionais do INMET e dos pontos de grade do GHCN e da UDEL.

A validação dos dados foi realizada através da comparação dos valores de precipitação e de temperatura do ar estimados pelos produtos em grade com dados observados das EMCs do INMET. Avaliou-se a tendência da precipitação em escala sazonal e interanual. Em relação à temperatura do ar, analisou-se somente a tendência desta variável em escala interanual, isso porque dada a proximidade da região de estudo em relação ao Equador, a variação da temperatura média ao longo dos meses apresenta baixa amplitude.

Além disso, os dados foram comparados por meio dos seguintes métodos: regressão linear simples entre os dados estimados (Y) pelos dados em grade (GPCC, GHCN ou UDEL) e os dados observados (X) nas estações meteorológicas; o coeficiente de determinação (r^2); o índice de concordância de Willmott (d); o índice de desempenho de Camargo (c); a Raiz do Quadrado Médio do Erro (RQME); o erro sistemático médio (MSEs) e o erro não sistemático (MSEu). O r^2 quantifica a precisão do método e indica o grau de dispersão dos pontos em relação à média, ou seja, o erro aleatório.

O índice de concordância de Willmott (d) determina a exatidão do método e indica o grau de afastamento dos valores estimados em relação aos valores observados (WILLMOTT, 1981). Esse índice varia de 0, para nenhuma concordância, a 1, para concordância perfeita. O índice de concordância é calculado pela seguinte equação:

$$d = 1 - \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N \left(|P_i - O| + |O_i - O| \right)^2}} \quad (1)$$

em que: N = número de observações; P_i = valores estimados pelo GPCC, GHCN ou UDEL; O_i = valores observados nas estações do INMET; O = média dos valores observados

O índice “c” desenvolvido por CAMARGO e SENTELHAS (1997) avalia o desempenho geral do método, sintetizando o resultado dos índices “d” e “r”, conforme a equação:

$$c = r * d \quad (2)$$

em que: c=coeficiente de Camargo; r=coeficiente de correlação; d= índice de Willmott.

O critério adotado para interpretar o desempenho dos dados estimados segundo o índice “c” é apresentado na Tabela 2.

Tabela 2. Critério de interpretação do desempenho pelo índice “c” proposto por Camargo e Sentelhas (1997)

Valor de c	Desempenho
> 0,85	Ótimo
0,76 a 0,85	Muito bom
0,66 a 0,75	Bom
0,61 a 0,65	Mediano
0,51 a 0,60	Sofrível
0,41 a 0,50	Mau
< 0,4	Péssimo

A Raiz do Quadrado Médio do Erro (RQME) fornece uma informação em relação à dispersão dos dados, ou seja, o grau de espalhamento obtido na comparação com os valores

estimados, sendo que o ideal é que a RQME seja igual a 0. Ela é estimada pela seguinte equação:

$$RQME = \sqrt{N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2} \quad (3)$$

Apesar disso, o uso de RQME não estabelece se os erros existentes são de natureza sistemática ou não sistemática (aleatórios). Assim, de acordo com Willmott (1981) é importante determinar isoladamente cada tipo de erro:

a) Erro sistemático (MSE_s) - indica a tendência de um instrumento ou modelo em registrar dados sistematicamente acima ou abaixo do valor real, interferindo na exatidão da mensuração. Este erro representa a soma das fontes de erros sistemáticos provenientes das estimativas de precipitação e temperatura com base nas equações de regressão ($Y = a + b X$):

$$MSE_s = MSE_a + MSE_p + MSE_i \quad (4)$$

em que:

- (MSE_a) - Erro sistemático aditivo – resulta da sub ou superestimativa em comparação aos valores observados nas estações em relação ao termo constante (a) das estimativas do GPCC, GHCN ou UDEL, sendo definido como:

$$MSE_a = a^2 \quad (5)$$

- (MSE_p) Erro sistemático proporcional – resulta da sub ou superestimativa em comparação aos valores observados nas estações em relação ao termo proporcional (b) das estimativas do GPCC, GHCN ou UDEL, definido como:

$$MSE_p = (b - 1)^2 \left[\frac{\sum_{i=1}^N O_i^2}{N} \right] \quad (6)$$

em que: N = número de observações; O_i = valores observados nas estações do INMET

- (MSE_i) Erro sistemático interdependente - o grau de interdependência entre o erro aditivo (a) e proporcional é dado em função da covariância entre o erro devido ao termo aditivo (a) e ao erro proporcional (b - 1):

$$MSE_i = 2a(b - 1)\bar{O} \quad (7)$$

em que: \bar{O} é a média dos valores observados

b) Erro não sistemático (MSE_u) - O erro aleatório resulta das variações nas medições que não seguem uma tendência fixa, mas que podem ser analisadas pela sua dispersão em torno da média, o que interfere na precisão das mensurações. O erro não sistemático (aleatório) é obtido pela expressão:

$$MSE_u = MSE - MSE_s \quad (8)$$

em que: MSE_s = erro sistemático; MSE = erro médio total;

O MSE é dado por:

$$MSE = \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{N} \quad (9)$$

em que: N = número de observações; P_i = valores estimados pelo GPCC, GHCN ou UDEL;
 O_i = valores observados nas estações do INMET

Segundo Andrade Júnior et al. (2003) é melhor que as interpretações de MSE , MSE_e e MSE_u sejam realizadas através de suas raízes quadradas ($RQME$, $RQME_e$ e $RQME_u$) uma vez que essas são definidas nas mesmas unidades de medida de O e P (mm ou °C). Por isso, após os cálculos dos tipos de erro foram extraídas as raízes dos mesmos e apenas estas foram utilizadas nas tabelas para fins de interpretação dos resultados.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Comparação entre Produtos de Precipitação

A análise interanual da série histórica (Figura 2) indicou que os produtos do GPCC e da UDEL representaram satisfatoriamente a tendência da precipitação observada nas estações do INMET durante a maioria dos anos, com correlação superior a 0,72 (Tabela 3) para ambos os produtos.

Apesar disso, observou-se uma nítida discrepância em relação aos dados medidos *in situ*, entre os anos de 1979 e 1982 em todas as estações, com erro relativo que variou de 15 até 480% de superestimativa (Tabela 4). Outra discrepância nos dados se repetiu entre os anos de 1995 e 1997, porém com erro relativo bem inferior, cujo limite alcançou 46,97% de subestimativa.

Silva et al. (2012) ao analisarem as estimativas de precipitação mensal oriundas do produto em grade da UDEL e do algoritmo 3B43_V6 para o Rio Grande do Norte/Brasil, observaram que a variação no comportamento dos dados entre os anos ocorria em períodos de El Niño, quando o padrão de precipitação no estado é alterado.

No entanto, apesar de vários estudos apontarem a influência do modo de variabilidade climática El Niño-Oscilação Sul (ENOS) na mudança do regime de precipitação na região Amazônica (SOUZA et al., 2000; LIEBMANN e MARENGO 2001; MARENGO, 2006), entre os anos de 1979 e 1982 (de acordo com o índice Multivariado ENOS-MEI, houve um longo período de neutralidade, com a ocorrência de anomalias positivas de TSM apenas no final de 82, quando, baseado nos dados aqui analisados, o comportamento dos produtos do GPCC e da UDEL convergiram novamente com os dados do INMET.

Nos anos de 1995 e 1996 o fenômeno ENOS também foi classificado como neutro, porém, em 1997, este alcançou anomalias superiores a 2°C, sendo classificado como El Niño forte. Tal anomalia também continuou em 1998, porém neste ano os dados dos produtos de precipitação novamente voltaram a convergir com os dados do INMET (Figura 2). Ou seja, a causa da discrepância entre os dados dos produtos GPCC e da UDEL no período analisado não está relacionado ao El Niño.

Dentre os anos onde houve maior dissimilaridade entre os dados observados e os estimados, em 1979, 1980, 1981 e 1997, foi registrado um gradiente inter-hemisférico entre as bacias norte e sul do Atlântico Tropical, com anomalias positivas na bacia Norte (FUNCEME, 2015). Diversos estudos (MARENGO et al, 2008; ZENG et al, 2008; YOON e ZENG, 2010) demonstram que este padrão está associado a ocorrência de precipitações abaixo do normal na Amazônia, principalmente em sua porção austral.

A ocorrência deste gradiente positivo foi responsável pelos baixos valores de precipitação registrados pelas estações do INMET. Porém, os dados estimados pelos produtos em grade não seguiram este padrão, com destaque para as estações de Eirunepé e Lábrea, que alcançaram os maiores erros relativos (Tabela 3) tanto para o GPCC (195,34% para Eirunepé

e 480,91% para Lábrea, em 1980) quanto para a UDEL (178,60% para Eirunepé e 435,53% para Lábrea, em 1980).

Tabela 3. Análise de correlação entre a precipitação estimada pelo GPCC e pela UDEL em relação aos valores observados nas estações do INMET durante a série histórica

Produto	Cruzeiro do Sul	Eirunepé	Lábrea	Rio Branco	Tarauacá
	r	r	r	r	r
GPCC	0,88	0,79	0,77	0,89	0,83
UDEL	0,94	0,73	0,78	0,72	0,84

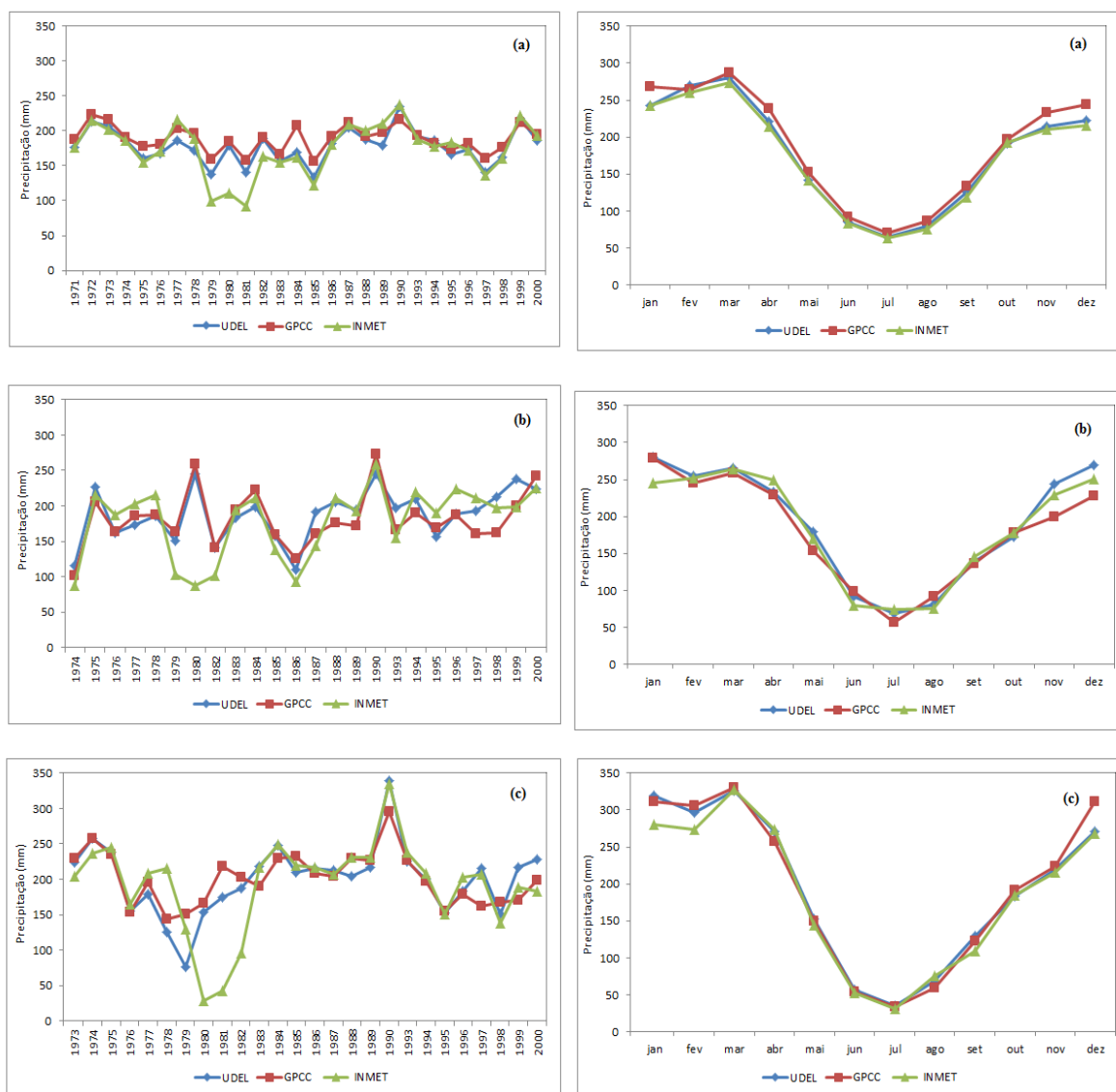


Figura 2. Distribuição interanual de precipitação para GPCC, UDEL e estações do INMET (à esquerda); distribuição mensal da precipitação média a partir de toda a série histórica (à direita). 2(a) Estação Cruzeiro do Sul; 2(b) Estação Eirunepé; 2(c) Estação Lábrea; 2(d) Rio Branco e 2(e) Tarauacá.

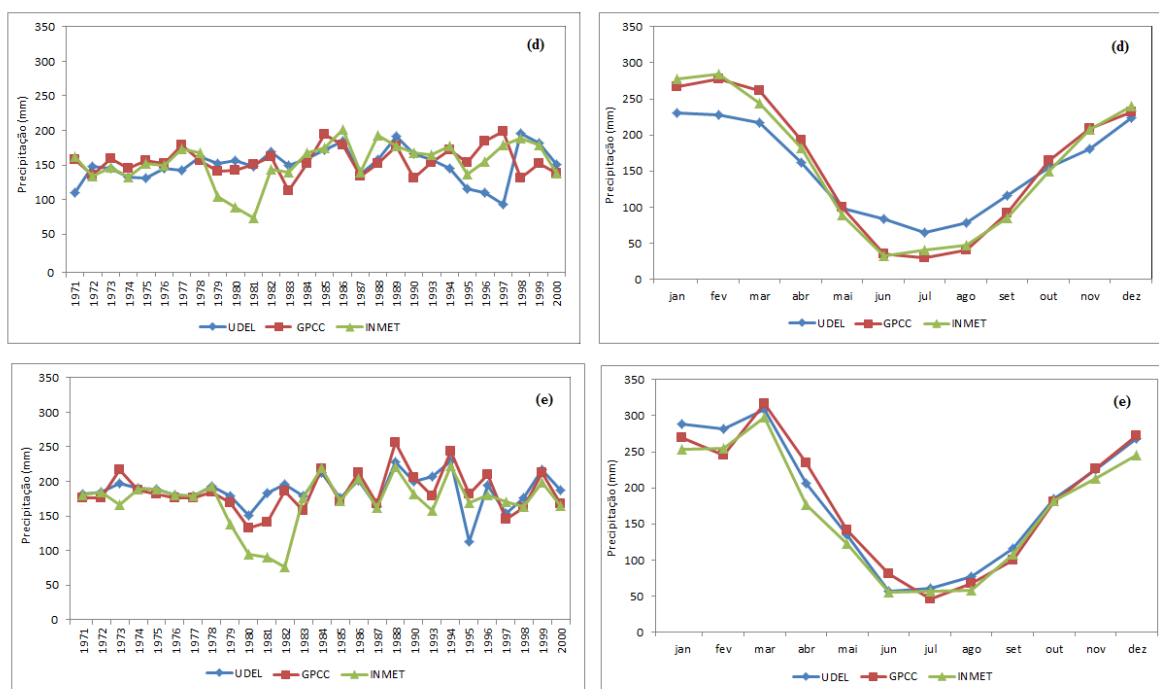


Figura 2. Continuação Distribuição interanual de precipitação para GPCC, UDEL e estações do INMET (à esquerda); distribuição mensal da precipitação média a partir de toda a série histórica (à direita). 2(d) Rio Branco e 2(e) Tarauacá.

Tabela 4. Análise do erro relativo entre a precipitação estimada pelo GPCC e pela UDEL em relação aos valores observados nas estações do INMET em anos selecionados

Ano	Produto	Cruzeiro Sul (%)	Eirunepé (%)	Lábrea (%)	Rio Branco (%)	Tarauacá (%)
1979	GPCC	60,21	59,02	16,18	33,46	22,24
	UDEL	39,05	45,64	41,43	43,29	29,62
1980	GPCC	68,25	195,34	480,91	57,33	40,84
	UDEL	62,69	178,60	435,53	70,97	59,62
1981	GPCC	72,18	-	409,06	98,20	56,73
	UDEL	53,29	-	305,86	93,63	103,66
1982	GPCC	16,85	39,73	111,19	12,67	143,11
	UDEL	15,96	39,58	94,67	16,76	155,58
1995	GPCC	-5,30	-11,24	3,49	18,25	7,71
	UDEL	-9,35	-17,77	1,18	-28,36	-33,17
1996	GPCC	5,42	-16,47	-12,09	10,66	16,27
	UDEL	0,21	-15,87	-9,86	-46,94	7,96
1997	GPCC	17,54	-24,22	-22,02	-29,88	-14,66
	UDEL	3,27	-8,70	3,75	3,78	-10,33

Dentre as estações analisadas, Eirunepé está situada mais ao norte e Lábrea mais ao leste (Figura 1) o que pode explicar o elevado erro relativo entre os dados observados e estimados pelos produtos. Isso ocorre porque, diante da escassez de dados para a região Amazônica, outras estações situadas mais ao norte e leste da região entram na composição dos

dados em grade, o que afeta o resultado, pois, nestas outras áreas a influência das anomalias positivas da TSM do Atlântico Norte sobre o regime de chuvas pode ser menor que outros modos de variabilidade.

Assim, a atuação de outros sistemas meteorológicos pode ajudar a explicar a discrepância entre os dados para estes períodos específicos. Por isso, torna-se necessário um estudo mais detalhado sobre a influência de sistemas de mesoescala que podem alterar o padrão de chuvas da região. Isso porque, dada a resolução espacial dos produtos, eles não são capazes de captar possíveis padrões de alteração de precipitação a nível regional, pois utilizam os dados de diversas estações esparsas para compor as suas grades.

Quando se considera o comportamento dos produtos sob o aspecto sazonal (Figura 2) observou-se que a precipitação apresentou a mesma tendência entre eles, o que novamente indica a concordância entre os dados para representar o regime de precipitação ao longo do ano. No entanto, verificou-se que ambos os produtos estimaram melhor os índices de precipitação nos meses mais secos, enquanto nos meses mais chuvosos existe maior discrepância entre os dados observados pelo INMET e os dados estimados pelos produtos em grade. A única exceção foi o caso de Rio Branco, onde o produto da UDEL apresentou desempenho ruim em ambas as estações.

Resultados similares ao da maioria das estações analisadas foram encontrados por Sun et al. (2014) que, ao compararem diversos produtos de precipitação em grade para a China (dentre eles os do GPCC e o da UDEL), observaram que estes estimam melhor a precipitação durante a estação seca.

O pior desempenho das estimativas durante os meses mais úmidos pode ser explicado pela maior ocorrência de erros sistemáticos de medição durante eventos de precipitação. As condições meteorológicas (vento, temperatura do ar, radiação, etc.) existentes durante uma chuva, assim como a intensidade da mesma, afetam a qualidade da mensuração devido ao processo de evaporação (SHECNEIDER et al., 2014). Nos meses em que ocorre um menor número de eventos de precipitação, erros desta natureza também são minimizados. Como os produtos em grade utilizam dados de diversas estações, as quais apresentam erros sistemáticos com diferentes magnitudes, as estimativas geradas por esses produtos tendem a apresentar uma maior dissimilaridade durante a estação chuvosa.

A análise sobre a concordância dos produtos em relação aos dados estimados ao longo da série histórica foi realizada por meio de uma análise de regressão (Figura 3). Esta apresentou um modelo da relação entre os valores de precipitação observados e os estimados pelos produtos em grade.

Baseado no coeficiente de determinação (r^2) da regressão verificou-se que os valores de precipitação da estação de Cruzeiro do Sul apresentaram precisão elevada para os produtos do GPCC (0,79) e da UDEL (0,88), enquanto a estação de Rio Branco apresentou alta precisão apenas para o produto GPCC (0,78). As demais estações apresentaram razoável precisão para ambos os produtos.

Segundo Andrade Júnior et al. (2003) a consideração do r^2 , como único critério de definição da qualidade de um produto não é adequada, pois este coeficiente não é capaz estabelecer o tipo e a magnitude das diferenças. Assim, é importante observar os tipos de erro associados aos produtos utilizados.

A Tabela 5 apresenta a RQME, assim como sua proporção em relação à média dos dados observados. Os menores valores de RQME para o GPCC foram observados nas estações de Cruzeiro do Sul (48,2 mm) e Rio Branco (51,8 mm), sendo as mesmas estações que apresentaram as maiores precisões. Em comparação à UDEL a estação de Cruzeiro do Sul apresentou o melhor resultado, com RQME de 35,4 mm.

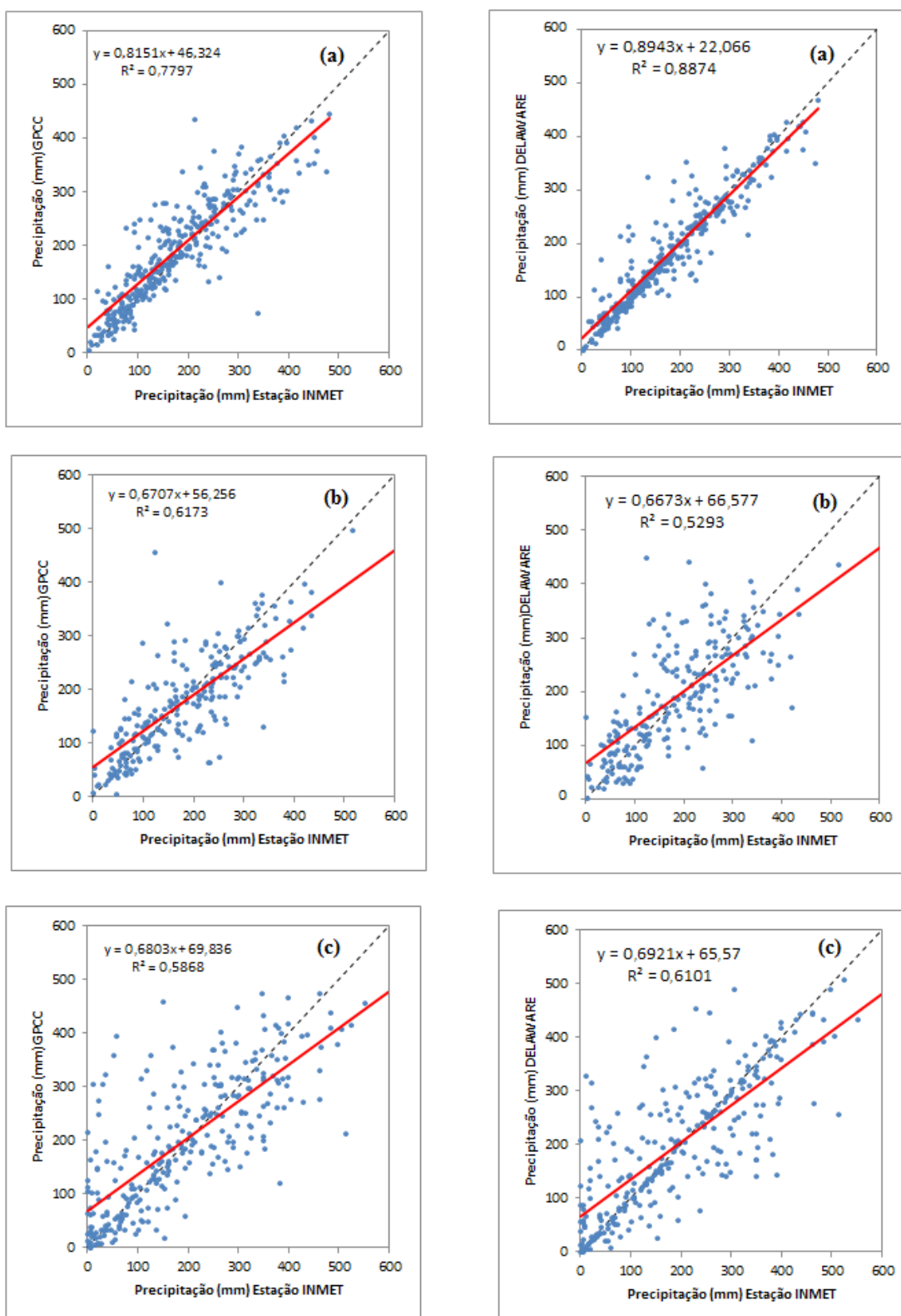


Figura 3. Análise de regressão entre os valores de precipitação estimados (mm) pelos produtos do GPCP e da UDEL e os valores observados (mm) em estações do INMET. 3(a) Estação Cruzeiro do Sul; 3(b) Estação Eirunepé; 3(c) Estação Lábrea.

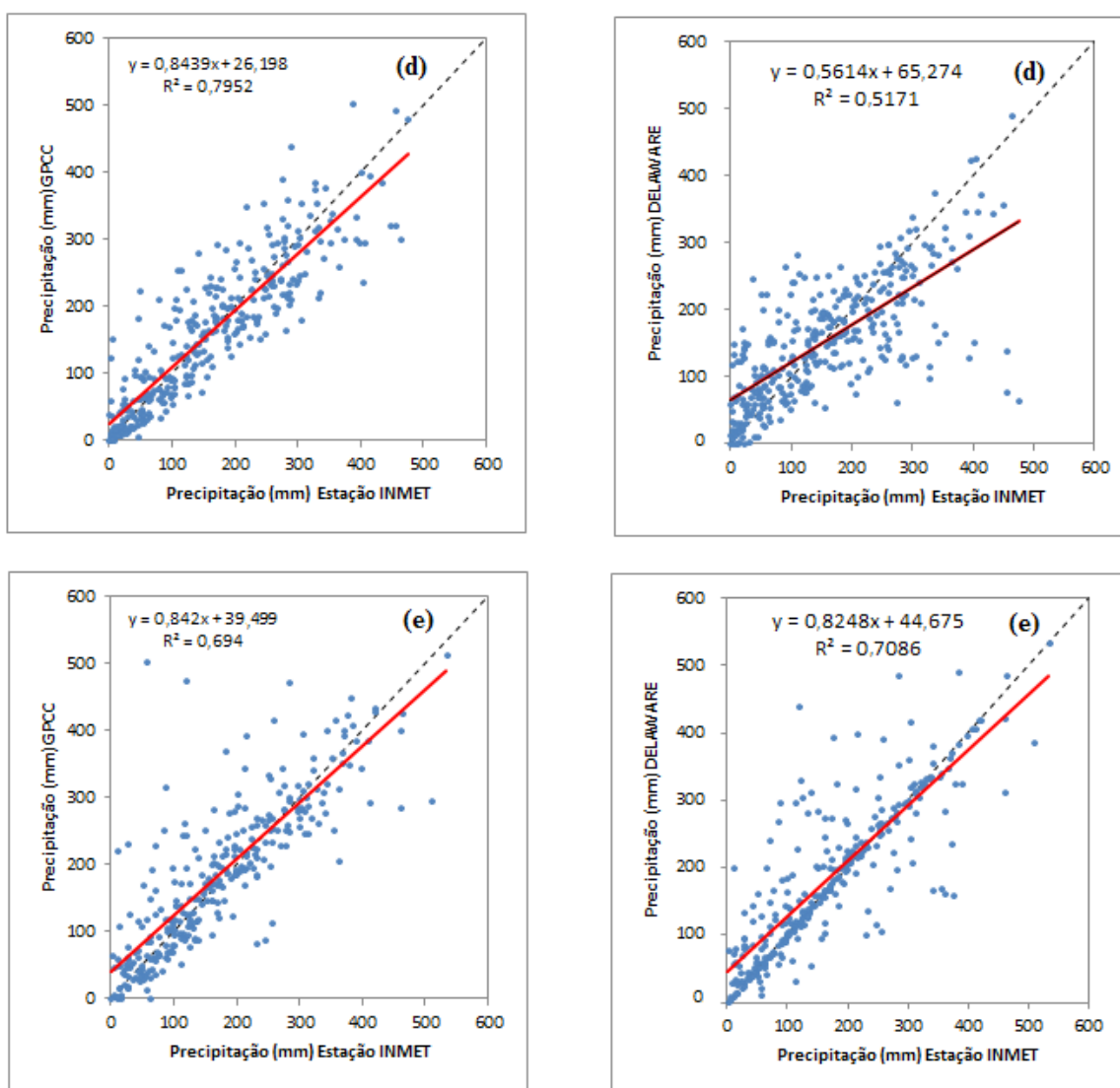


Figura 3. Continuação. Análise de regressão entre os valores de precipitação estimados (mm) pelos produtos do GPCP e da UDEL e os valores observados (mm) em estações do INMET. 3(d) Estação Rio Branco; 3(e) Estação Tarauacá.

Tabela 5. Análise dos erros de estimativa de precipitação gerada pelo GPCP e pela UDEL em relação à média dos valores observados nas estações do INMET

Estações	INMET Média (mm)	GPCP RQME (mm)	GPCP % erro	UDEL RQME (mm)	UDEL % erro
Cruzeiro Sul	174,6	48,3	27,6	35,4	20,2
Eirunepé	184,3	68,9	37,4	78,8	42,8
Lábrea	189,0	92,3	48,8	89,1	47,1
Rio Branco	156,8	51,8	33,0	79,3	50,5
Tarauacá	169,7	66,6	39,2	64,5	38,0

RQME= Raiz do Quadrado Médio do Erro

Vale ressaltar que o percentual de erro do GPCP em relação à média de precipitação ao longo da série temporal está de acordo com a proporção estimada por Rudolf et al. (1994)

para quatro das cinco estações analisadas. Estes autores ao analisarem dados a nível mundial estimaram uma proporção de erros entre 7% e 40% em relação à média para regiões que apresentam baixa densidade de estações.

De forma geral, sugere-se que bons métodos de estimativa apresentam um erro próximo de zero, porém, é fundamental analisar a proporção do tipo de erro, ou seja, se é sistemático ou aleatório. Nos produtos de precipitação do GPCC e da UDEL, observou-se que em todas as estações, mais de 93% do erro (Tabelas 6 e 7) são de natureza aleatória (MSE_u), o que afeta a precisão das estimativas, mas não necessariamente a sua exatidão. Esta última está associada principalmente aos erros sistemáticos que se referem a erros de estimativas inerentes ao próprio método de interpolação GPCC e da UDEL, os quais foram baixos em ambos os produtos.

Tabela 6 Análise dos tipos de erros de estimativa de precipitação gerada pelo GPCC em relação aos dados observados das estações do INMET

Estações	RQME _s	RQME _u	RQME _a	RQME _i	RQME _p	MSE _s /MSE	MSE _u /MSE
Cruzeiro Sul	13,14	49,61	46,32	00,00	33,18	0,065	0,935
Eirunepé	4,57	68,77	56,25	00,00	60,82	0,004	0,996
Lábrea	9,34	91,79	69,83	00,00	60,49	0,010	0,989
Rio Branco	1,10	51,75	26,19	00,00	25,09	0,001	0,999
Tarauacá	12,33	65,46	39,49	00,00	27,16	0,034	0,966

RQME_s=Raiz do Quadrado Médio do Erro Sistemático; RQME_u=Raiz do Quadrado Médio do Erro não Sistemático; RQME_a=Raiz do Quadrado Médio do Erro Aditivo; RQME_i=Raiz do Quadrado Médio do Erro Independente; RQME_p=Raiz do Quadrado Médio do Erro Proporcional; MSE_s= Erro sistemático MSE_u= Erro não sistemático; MSE= Erro Médio Total

Tabela 7. Análise dos erros de estimativa de precipitação gerada pela UDEL em relação aos dados observados das estações do INMET

Estações	RQME _s	RQME _u	RQME _a	RQME _i	RQME _p	MSE _s /MSE	MSE _u /MSE
Cruzeiro Sul	3,61	35,18	22,07	00,00	18,46	0,010	0,990
Eirunepé	5,25	78,67	66,58	00,00	61,33	0,004	0,996
Lábrea	7,38	88,82	65,57	00,00	58,19	0,007	0,993
Rio Branco	3,51	79,19	65,27	00,00	68,79	0,002	0,998
Tarauacá	14,93	62,72	44,67	00,00	29,74	0,054	0,946

RQME_s=Raiz do Quadrado Médio do Erro Sistemático; RQME_u=Raiz do Quadrado Médio do Erro não Sistemático; RQME_a=Raiz do Quadrado Médio do Erro Aditivo; RQME_i=Raiz do Quadrado Médio do Erro Independente; RQME_p=Raiz do Quadrado Médio do Erro Proporcional; MSE_s= Erro sistemático MSE_u= Erro não sistemático; MSE= Erro Médio Total

Com relação à exatidão, quando se analisa o coeficiente de concordância de Willmott (Tabela 8), verificou-se que todas as estações apresentaram coeficiente *d* superior a 0,82, com destaque para Cruzeiro do Sul (0,93 no GPCC e 0,96 na UDEL) e Tarauacá (0,90 em ambos os produtos). Estes resultados sugerem um alto nível de exatidão para os produtos do GPCC e da UDEL, ou seja, um elevado grau de proximidade entre os valores de precipitação estimados e os observados *in situ*. No entanto, quando se analisa os resultados entre os produtos, verificou-se que enquanto a exatidão foi relativamente semelhante entre quatro das cinco estações analisadas, a estação Rio Branco apresentou um padrão distinto nos produtos do GPCC e da UDEL, com coeficiente *d* 0,94 e 0,82 respectivamente. No caso deste último, este valor foi o menor dentre as cinco estações estudadas.

Tabela 8. Avaliação do desempenho estatístico da estimativa de precipitação gerada pelo GPCC e pela UDEL em relação aos dados observados das estações do INMET

Estações	GPCC	GPCC	GPCC	UDEL	UDEL	UDEL
	d	c	Desempenh o	d	c	Desempenho
Cruzeiro Sul	0,93	0,82	Muito bom	0,97	0,91	Ótimo
Eirunepé	0,87	0,69	Bom	0,84	0,61	Mediano
Lábrea	0,83	0,63	Mediano	0,84	0,66	Mediano
Rio Branco	0,94	0,84	Muito bom	0,82	0,59	Sofrível
Tarauacá	0,90	0,75	Bom	0,91	0,77	Muito bom

Finalmente, quando se considera tanto a exatidão quanto a precisão e atribui-se o desempenho geral dos resultados por meio do coeficiente c (Tabela 8). Verificou-se que os produtos do GPCC e da UDEL apresentaram desempenhos distintos para quatro, das cinco estações. Somente a estação de Lábrea teve classificação semelhante em ambos os produtos, com desempenho mediano de acordo com Camargo e Sentelhas (1997). Novamente a estação de Rio Branco teve o comportamento mais discrepante entre os dois produtos, sendo classificada com desempenho muito bom no GPCC e sofrível na UDEL. Embora ambos os produtos tenham se mostrados exatos e com certa concordância entre si, o produto de precipitação do GPCC apresentou desempenho geral mais homogêneo entre todas as estações.

Até o momento, nenhum estudo que compare estes produtos entre si foi realizado para a Amazônia. No entanto, resultado semelhante foi encontrado por Sun et al. (2014) ao compararem oito produtos em grade com dados de precipitação e temperatura na China, tendo como referência dados de estações meteorológicas. Os autores concluíram que, embora os produtos apresentem comportamento similar a partir de 1950, os resultados do GPCC foram melhores que os da UDEL para as regiões chinesas que possuem um pequeno gradiente altitudinal.

As discussões apresentadas no presente trabalho demonstram que, para o sudoeste da Amazônia brasileira, o método de interpolação dos dados pluviométricos foi mais importante que a resolução espacial do produto. Assim, embora a grade da UDEL (0,5°x 0,5°) apresente melhor resolução que a do GPCC (1,0°x 1,0°), este último se mostrou mais promissor quando se considera a região analisada como um todo.

Enquanto a UDEL realiza uma interpolação dos dados absolutos de precipitação, o GPCC utiliza os valores de anomalia para corrigir os erros de amostragem. Segundo Becker et al. (2013) tal diferença metodológica pode contribuir para a obtenção de resultados mais acurados em regiões que apresentam baixa densidade de estações.

Este resultado vai ao encontro dos obtidos por Chen et al. (2002) que, ao compararem quatro métodos de interpolação de precipitação (*Cressman*, *Barnes*, *Shepard* e o *Optimal Interpolation* (OI) de Gandin) verificaram que estimativas mais precisas foram obtidas quando os algoritmos utilizaram anomalias ao invés dos totais de precipitação.

3.2 Comparação entre Produtos de Temperatura Média do Ar

A análise interanual da série histórica (Figura 4) indicou que os produtos do GHCN e da UDEL representam relativamente bem a tendência da temperatura do ar observada nas

estações do INMET para a maioria dos anos, apesar de apresentarem valores absolutos discrepantes, com coeficientes de correlação medianos (Tabela 9).

Tabela 9. Análise de correlação entre a temperatura do ar estimada pelo GHCN e pela UDEL em relação aos valores observados nas estações do INMET durante a série histórica

Produto	Cruzeiro do Sul	Eirunepé	Lábrea	Rio Branco	Tarauacá
	r	r	r	r	r
GHCN	0,55	0,60	0,45	0,78	0,57
UDEL	0,72	0,60	0,18	0,89	0,73



Figura 4. Distribuição interanual de temperatura para GHCN, UDEL e estações do INMET. 4(a) Estação Cruzeiro do Sul; 4(b) Estação Eirunepé; 4(c) Estação Lábrea; 4(d) Rio Branco e 4(e) Tarauacá.

No entanto, quando se considera a variabilidade de temperatura do ar de longo prazo, verificou-se que os erros foram reduzidos. A Tabela 10 apresenta a RQME, assim como a sua

proporção em relação à média dos dados observados. Observou-se que todas as estações de ambos os produtos apresentaram um baixo valor de RQME ($\leq 1,6$ °C).

Tais valores, apesar de baixos, estão acima dos obtidos por Willmoot e Matsuura (1995). Os autores ao utilizarem o interpolador CAI com auxílio do DEM para dados de temperatura do ar obtiveram um erro de apenas 0,38 °C. A diferença na incerteza das estimativas obtida por estes autores e a analisada no presente estudo pode ser explicada, dentre outros fatores, pelo fato do sudoeste da Amazônia apresentar um escasso número de estações meteorológicas.

Tabela 10. Análise dos erros de estimativa de temperatura do ar gerada pelo GHCN e pela UDEL em relação à média dos valores observados nas estações do INMET

Estações	INMET	GHCN	GHCN	UDEL	UDEL
	Média (°C)	RQME (°C)	% erro	RQME (°C)	% erro
Cruzeiro Sul	25,5	1,3	5,2	1,1	4,2
Eirunepé	26,1	1,4	5,5	1,0	3,9
Lábrea	26,1	1,2	4,6	1,3	5,2
Rio Branco	25,7	0,8	3,0	1,3	5,0
Tarauacá	26,3	1,6	6,1	1,6	6,0

RQME= Raiz do Quadrado Médio do Erro

Ao analisar os tipos de erro (Tabela 11), ressalta-se que, no produto GHCN, os dados de todas as estações apresentaram majoritariamente erros aleatórios (> 98%), os quais afetam a precisão, mas não a exatidão das estimativas. Já os dados da UDEL (Tabela 12) apresentaram > 82% de erros aleatórios para Cruzeiro do Sul, Eirunepé e Lábrea, enquanto Rio Branco e Tarauacá tiveram maior percentual de erros sistemáticos, com valores de 77% e 80% respectivamente.

Tabela 11. Análise dos erros de estimativa de temperatura gerada pelo GHCN em relação aos dados observados das estações do INMET

Estações	RQME _s	RQME _u	RQME _a	RQME _i	RQME _p	MSE _s /MSE	MSE _u /MSE
Cruzeiro Sul	0,123	2,226	14,006	0,000	14,129	0,003	0,997
Eirunepé	0,826	11,092	7,584	0,000	6,758	0,006	0,994
Lábrea	0,439	6,114	14,125	0,000	14,564	0,005	0,995
Rio Branco	0,035	0,573	6,342	0,000	6,377	0,004	0,996
Tarauacá	2,118	15,727	1,593	1,294	0,525	0,018	0,982

RQME_s=Raiz do Quadrado Médio do Erro Sistemático; RQME_u=Raiz do Quadrado Médio do Erro não Sistemático; RQME_i=Raiz do Quadrado Médio do Erro Aditivo; RQME_a=Raiz do Quadrado Médio do Erro Independente; RQME_p=Raiz do Quadrado Médio do Erro Proporcional; MSE_s= Erro sistemático MSE_u= Erro não sistemático; MSE= Erro Médio Total

A análise de regressão entre os valores observados de temperatura do ar média e aqueles estimados pelos produtos em grade é apresentada na Figura 5. Verificou-se que os valores de temperatura do ar para o GHCN apresentaram moderada precisão para a estação de Rio Branco (r^2 0,61) e baixa precisão ($r^2 < 0,35$) para as demais estações.

O produto de temperatura da UDEL mostrou-se mais preciso para todas as estações com baixa e/ou mediana precisão, exceto para a estação de Rio Branco que obteve r^2 0,78, o que indicou alta precisão para este produto para esta localidade.

Em relação à exatidão, quando se analisa o coeficiente de Willmott (Tabela 13), verificou-se que as estações de Eirunepé e Tarauacá apresentaram valores similares. Porém as demais estações obtiveram valores distintos entre o GHCN e a UDEL. Essas variações estão associadas principalmente as diferenças metodológicas empregadas na geração destes produtos.

Tabela 12. Análise dos erros de estimativa de temperatura do ar gerada pela UDEL em relação aos dados observados das estações do INMET

Estações	RQME _s	RQME _u	RQME _a	RQME _i	RQME _p	MSE _s /MSE	MSE _u /MSE
Cruzeiro Sul	0,136	1,052	13,861	0,000	13,724	0,016	0,984
Eirunepé	0,407	0,923	14,597	0,000	15,005	0,163	0,837
Lábrea	0,561	1,226	22,141	0,000	22,702	0,173	0,827
Rio Branco	1,148	0,558	1,883	0,000	3,031	0,809	0,191
Tarauacá	1,386	0,746	0,908	0,932	0,479	0,775	0,225

RQME_s=Raiz do Quadrado Médio do Erro Sistemático; RQME_u=Raiz do Quadrado Médio do Erro não Sistemático; RQME_a=Raiz do Quadrado Médio do Erro Aditivo; RQME_i=Raiz do Quadrado Médio do Erro Independente; RQME_p=Raiz do Quadrado Médio do Erro Proporcional; MSE_s= Erro sistemático MSE_u= Erro não sistemático; MSE= Erro Médio Total

Para o Cruzeiro do Sul, a melhor concordância foi obtida pela UDEL (0,79) em relação ao GHCN (0,70). Esta estação está situada a 170 m de altitude e entre as estações analisadas é a mais próxima dos Andes. Em uma área onde existe baixa densidade de medições, estações situadas em altitudes maiores podem ser utilizadas para a interpolação dos valores de temperatura para a região onde está situada Cruzeiro do Sul. Como o método de interpolação empregado pela UDEL é o CAI ajustado pelo MDE, tal produto tende a gerar resultados mais acurados que o GHCN para locais que estão mais próximos a áreas de maior altitude.

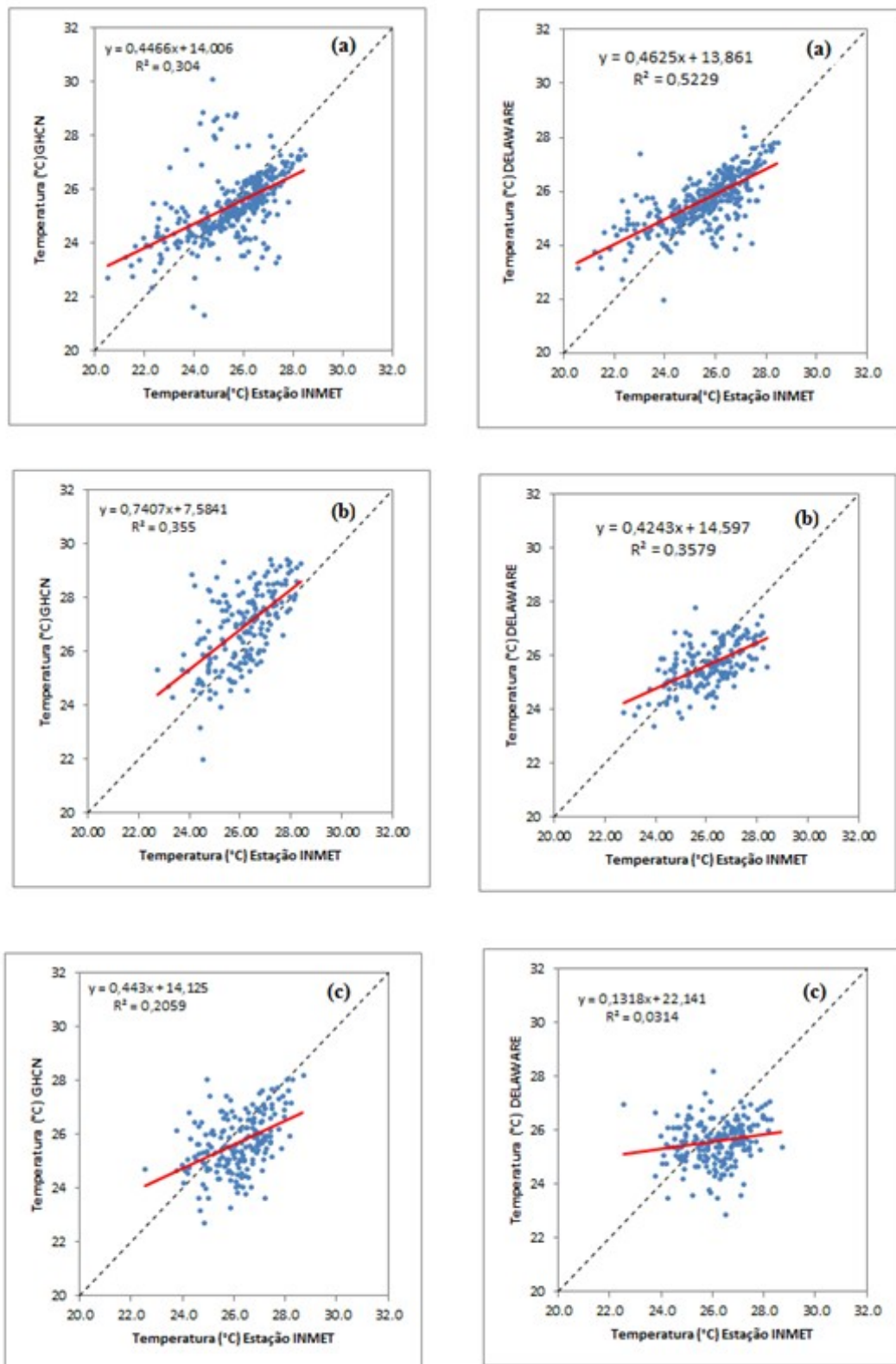


Figura 5. Análise de regressão entre os valores de temperatura do ar estimados pelo produto do GHCN da UDEL e os valores observados em estações do INMET. 5(a) Estação Cruzeiro do Sul; 5(b) Estação Eirunepé; 5(c) Estação Lábrea.

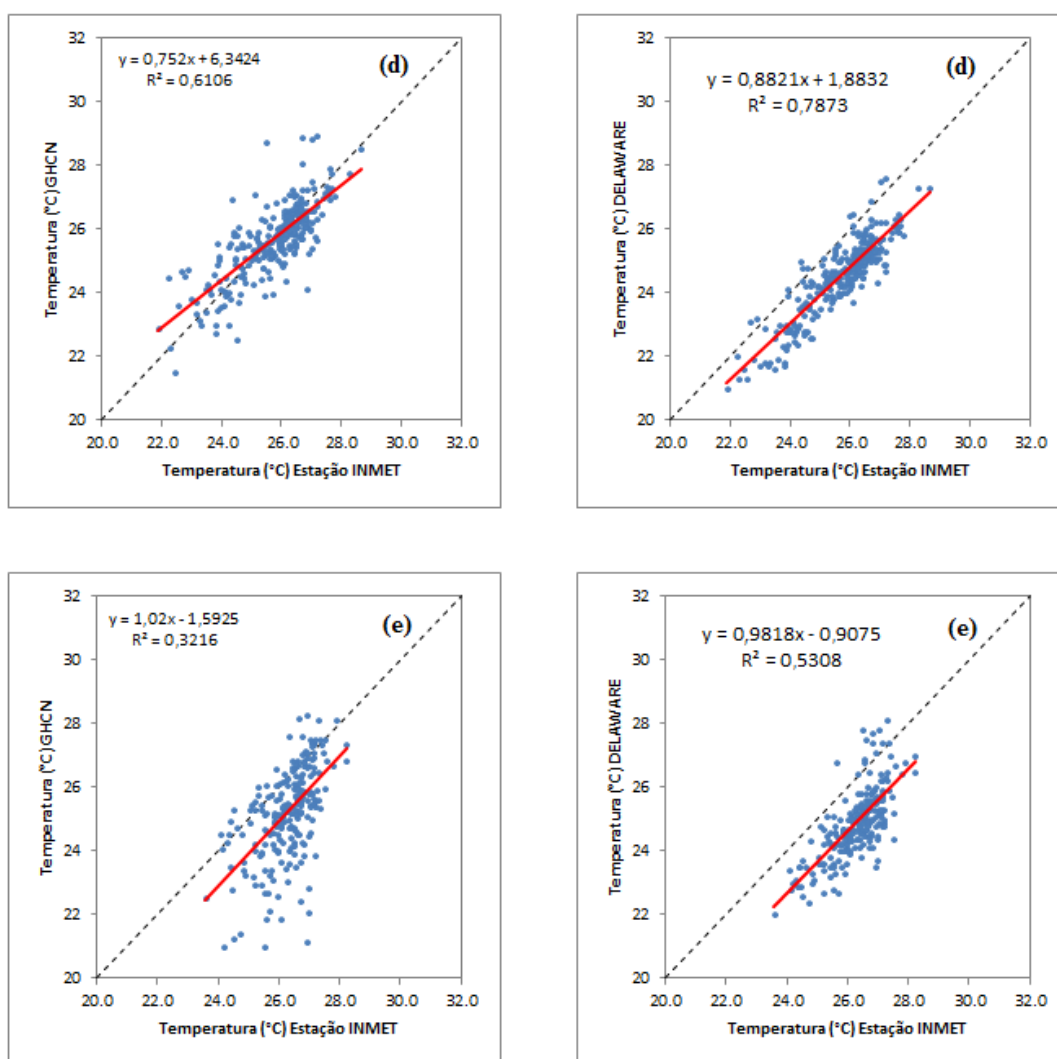


Figura 5. Continuação. Análise de regressão entre os valores de temperatura do ar estimados pelo produto do GHCN e da UDEL e os valores observados em estações do INMET. 5(d) Estação Rio Branco; 5(e) Estação Tarauacá.

Tabela 13. Avaliação do desempenho estatístico da estimativa de temperatura do ar gerada pelo GHCN e UDEL em relação aos dados observados das estações do INMET

Estações	GHCN	GHCN	GHCN	UDEL	UDEL	UDEL
	d	c	Desempenho	d	c	Desempenho
Cruzeiro Sul	0,70	0,39	Péssimo	0,79	0,57	Sofrível
Eirunepé	0,65	0,39	Péssimo	0,68	0,41	Mau
Lábrea	0,59	0,27	Péssimo	0,25	0,04	Péssimo
Rio Branco	0,88	0,69	Bom	0,75	0,66	Bom
Tarauacá	0,52	0,30	Péssimo	0,53	0,38	Péssimo

As estações de Lábrea e Rio Branco apresentaram maior exatidão para o GHCN, com valores de 0,59 e 0,88, respectivamente, enquanto pela UDEL para o coeficiente de Willmott foi de 0,25 e 0,75, respectivamente. Tais estações, situadas mais ao leste da região em estudo (Figura 1) encontram-se no chamado arco do desmatamento da Amazônia brasileira.

Diversos estudos (FOLEY et al., 2003; ROCHA et al., 2004; SAAD et al., 2010) indicam que o aumento do desmatamento provoca aumento da temperatura, devido, dentre outros fatores, ao aumento da incidência solar, da penetração do vento e da diminuição da evapotranspiração. Assim, quando se analisa a tendência da temperatura ao longo da série histórica, deve-se considerar que a mudança do uso do solo na proximidade das estações compromete a qualidade das comparações (DUCRE-ROBITAILLE et al., 2003).

Neste aspecto, o produto GHCN de temperatura do ar obteve resultados mais acurados possivelmente por que o controle de qualidade deste produto utiliza técnicas de homogeneização dos dados de entrada, o que remove a influência da mudança do uso do solo sobre os dados das estações que são utilizados para interpolação.

Finalmente, quando se considera tanto a exatidão quanto a precisão (Tabela 13) observou-se que os produtos de temperatura tiveram desempenho semelhante para quase todas as estações. A exceção foi Cruzeiro do Sul, com índice c 0,39 (GHCN) e 0,57 (UDEL), com desempenho péssimo e sofrível respectivamente. Apenas a estação de Rio **Branco foi classificada com desempenho bom para ambos os produtos. As demais estações** foram classificadas com desempenho mau e/ou péssimo tanto para o GHCN quanto para a UDEL.

Quando se comparam os índices estatísticos dos valores estimados de precipitação e de temperatura do ar, verificou-se que os últimos tiveram desempenho inferior aos primeiros, principalmente quando se analisa o desempenho geral através do índice c e a sua classificação segundo Camargo e Sentelhas (1997).

No entanto, este desempenho deve ser analisado com cautela, primeiro porque os limites desta classificação são arbitrários (o que é inerente a qualquer proposta de classificação) e segundo porque, este índice estabelece o mesmo peso para os valores de precisão e exatidão. Como se tratam de variáveis meteorológicas (precipitação e temperatura) é natural que haja alta variação em torno da média, decorrente da existência de anos anômalos, o que interfere na precisão dos resultados, mas não necessariamente em sua acurácia.

Além disso, os próprios erros sistemáticos das medições das observações de EMC's situadas em áreas remotas não podem ser ignorados. Como os dados observados são utilizados como parâmetros padrão para as análises, possíveis erros a eles associados interferem na qualidade das comparações. Assim, ambas as questões podem gerar *outliers*, o que influencia a análise de regressão e o resultado dos índices estatísticos, o que afeta a precisão e a exatidão das estimativas.

4. CONCLUSÕES

As diferentes técnicas de controle de qualidade dos dados e métodos de interpolação empregados proporcionaram pequenas diferenças entre a precisão e a acurácia dos produtos em grade avaliados. Em relação à precipitação, os resultados sugerem que tanto os produtos do GPCC quanto da UDEL representam adequadamente a variabilidade da chuva ao longo dos anos, embora o GPCC apresente menores discrepâncias entre as estações analisadas.

Em relação ao comportamento da temperatura do ar, apesar da precisão do GHCN e da UDEL ter sido baixa, a exatidão foi satisfatória, porém com diferenças significativas entre os produtos para algumas estações.

Assim, diante da escassez de dados de longo prazo para o sudoeste da Amazônia, os produtos em grade de temperatura aqui analisados podem ser utilizados em pesquisas climáticas desde que o grau de incerteza seja considerado na análise dos resultados.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE JÚNIOR, A. S.; BASTOS, E. A.; SENTELHAS, P. C.; SILVA, A. A. G. Métodos de estimativa da evapotranspiração de referência diária para Parnaíba e Teresina, Piauí. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 11, n. 1, p. 63-68, 2003.
- BECKER, A.; FINGER, P.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; RUDOLF, B.; SCHAMM, K.; SCHNEIDER, U.; ZIESE, M. A. Description of the global landsurface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. **Earth Syst Sci Data Discuss**, vol 5, p. 921–998, 2013.
- CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 5, n. 1, p. 89-97, 1997.
- CRESSMAN, G. F. An operational objective analysis system. **Mon. Weather Rev.**, v. 87, p. 367 – 374, 1959.
- DUARTE, A.F. Aspectos da climatologia do Acre, Brasil, com base no intervalo 1971 – 2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, 308-317, 2006.
- DUCRE-ROBITAILLE, J. F.; VINCENT, L. A.; BOULET, G. Comparison of techniques for detection of discontinuities in temperature series. **Int. J. Climatol.**, v. 23, p. 1087–101, 2003.
- FAN, Y.; VAN DEN DOOL, H. A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present. **J. Geophys. Res.**, v. 113, D01103, 2008.
- FOLEY, J.; COSTA, J.M. H.; DELIRE, C.; RAMANKUTTY, N.: Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth’s climate. **Front ecol environ.**, v.1, p.38–44, 2003.
- GPCC 1.0 x 1.0 Monthly Precipitation Totals. Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html>>. Acesso em 25/04/14.
- LAWRIMORE, J. H.; MENNE, M. J.; GLEASON, B. E.; WILLIAMS, C. N.; WUERTZ, D. B.; VOSE, R. S.; RENNIE, J. Na overview of the Global Historical Climatology Network monthly mean temperature data set, version 3, **J. Geophys. Res.**, 116, D19121, 2011.
- LEGATES, D.R.; WILLMOTT, C.J. Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 41, 11-21, 1990a.
- LEGATES, D.R.; WILLMOTT, C.J. Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected, global precipitation. **International Journal of Climatology**, v.10, 111-127, 1990b.
- LIEBMANN, B.; MARENGO, J. Interannual variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **J. Climate**, v. 14, p. 4308-4318, 2001.
- MARENGO, J. A. On the hydrological cycle of the Amazon Basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, p. 1 -19, 2006.
- MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M.F.; OYAMA, M.D. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. **Phil Trans Roy Soc B.**, v. 363, p. 1773–1778, 2008.
- MATSUURA, K.; WILLMOTT, C. J. Terrestrial precipitation gridded monthly time series (Version 2.01). Newark: Center for Climatic Research, Department of Geography, University of Delaware, 2009. Disponível em: <<http://climate.geog.udel.edu/~climate/>> Acesso em: 21/11/2014.
- MULTIVARIATE ENOS INDEX (MEI). Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/mei/>> Acesso em 23/11/2014.
- NOAA/NCEP GHCN CAMS Monthly Temperature. Disponível em:<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.CPC/.GHCN_CAMS/.gridded/.deg0p5/> Acesso em 25/04/14.

PETERSON, T. C.; KARL, T. R.; JAMASON, P. F.; KNIGHT, R.; EASTERLING, D. R. First difference method: Maximizing station density for the calculation of long-term global temperature change. **J. Geophys. Res.**, v.103, n.20, p.967–974,1998.

PINTO, L. I. C.; COSTA, M. H.; LIMA, F. Z.; DINIZ, L. M. F.; SEDIYAMA, G.C; PRUSKI, F. F. Comparação de produtos de precipitação para a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.4, p. 461 – 472, 2009.

ROPELEWSKI, C. F.; JANOWIAK J. E.; HALPERT, M. S., The Climate Anomaly Monitoring System (CAMS), report, **Clim. Anal. Cent.** NWS, NOAA, Washington, D. C., 1984. 39 p.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p.185 - 204, 2010.

ROCHA, E. J. P. **Balço de umidade e influência de condições de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia.** 2001. 210 p. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. São José dos Campos-SP.

RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U. Calculation of gridded precipitation data for the global land-surface using in-situ gauge observations. Proceedings of the 2nd WORKSHOP OF THE INTERNATIONAL PRECIPITATION WORKING GROUP IPWG, Monterey, p. 231-247, 2005.

SAAD, S.I.; ROCHA, H.R.; SILVA DIAS, M. A. F. Can the deforestation breeze change the rainfall in Amazonia? A case study for the BR-163 highway region. **Interact Terra**, v.14, p. 1–25, 2010.

SCHNEIDER, U.; BECKER, A.; FINGER, P.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; ZIESE, M.; RUDOLF, B. GPCP's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. **Theor Appl Climatol**, v. 115, p.15–40, 2014.

SOUZA, E.B; KAYANO, M.T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G. ; NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, v.30, n.2, p 305-318, 2000.

SUN, Q.; MIAO, C., QINGYUN, D., DONGXIAN, K.; AIZHONG, Y., ZHENHUA, D.; WEI, G. Would the ‘real’ observed dataset stand up? A critical examination of eight observed gridded climate datasets for China. **Environ. Res. Lett.**, v. 9 015001, 2014.

WILLMOTT, C. J.; LEGATES, D. R.; ROWE, C. M.; PHILPOT, W. D. Small-scale climate maps: A sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. **Amer. Cartogr.**, v.12, p. 5–16, 1985.

WILLMOTT, C. J.; MATSUURA, K. Smart interpolation of annually averaged air temperature in the United States. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, p. 2577-2586, 1995.

WILLMOTT, C.J.; ROBESON, S.M. Climatologically aided interpolation (CAI) of terrestrial air temperature. **International Journal of Climatology**, v. 15, n. 2, p. 221-229, 1995.

WILLMOTT, C.J. On the validation of models. **Physical Geography**, v. 2, p. 184-194, 1981.

YOON, J-H.; ZENG, N. An Atlantic influence on Amazon rainfall. **Clim Dyn**, vol. 34, p. 249–264, 2010.

ZENG, N.; YOON, J. H.; MARENGO, J. A.; SUBRAMANIAM, A.; NOBRE, C. A.; MARIOTTI, A.; NEELIN, J. D. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. **Environ Res Lett**, v. 3, p. 014002, 2008.

CAPÍTULO II

A INFLUÊNCIA DOS MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA NA OCORRÊNCIA DE EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS NO ESTADO DO ACRE, SUDOESTE DA AMAZÔNIA BRASILEIRA

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo analisar a influência dos modos de variabilidade climática na geração de cenários de anos secos e úmidos no estado do Acre. Para quantificar as anomalias de precipitação no estado, utilizou-se o Índice de Precipitação Padronizado (SPI), obtido a partir das séries climáticas de precipitação do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) no período de 1961 a 2010. Foi realizada uma análise de agrupamento (*cluster*) com os valores de SPI trimestrais, utilizando-se o método hierárquico aglomerativo de *Ward*. A análise de agrupamento permitiu identificar quatro regiões que apresentaram anomalias de precipitação estatisticamente homogêneas. Esses grupos apresentaram um padrão zonal e outro meridional, cuja variação está relacionada ao ciclo de monções da América do Sul. Em cada grupo selecionou-se um par de localidades e aplicou-se a Análise Harmônica e Espectral para as séries temporais do SPI. Em relação ao padrão dos ciclos harmônicos identificados, a hipótese é que os harmônicos com períodos decadais (25 a 50 anos) podem estar associados aos modos de variabilidade da Oscilação Decadal do Pacífico- ODP, enquanto aqueles com prazos medianos (10 a 12,5 anos) podem estar relacionados ao Dipolo do Atlântico. Finalmente, os intervalos interanuais curtos (2,5 a 4,5 anos) provavelmente referem-se aos eventos do El Niño - Oscilação Sul- ENOS e /ou ao Gradiente Inter-hemisférico do Atlântico (GIA). Verificou-se que a análise harmônica e espectral não foi capaz de estimar a intensidade do SPI. No entanto, tal ferramenta mostrou-se satisfatória na identificação do sinal da anomalia, ou seja, se anomalia do SPI foi positiva ou negativa. Nesse sentido, as anomalias de precipitação que apresentaram periodicidade natural só se tornaram eventos extremos devido a uma complexa combinação de variáveis meteorológicas, as quais não foram avaliadas conjuntamente na análise espectral. Para contornar essa restrição, foi realizada uma análise qualitativa da ocorrência de eventos extremos, o que permitiu a identificação de um padrão conceitual sobre a relação entre estes eventos e os modos de variabilidade climática. Verificou-se que o sinal do Atlântico teve maior influência sobre a precipitação do que o Pacífico. Assim, a maior parte dos eventos de estiagem, tanto na estação chuvosa (exceto para o Grupo 4) quanto na seca (todos os grupos), ocorreram em anos cujo GIA foi positivo, enquanto os eventos úmidos foram detectados, quando este gradiente se apresentou negativo, independentemente do sinal do ENOS. Para as regiões que correspondem os Grupos 1, 2 e 3 observou-se um padrão inverso para a precipitação em relação ao ENOS, quando comparado com à Amazônia Norte e Oriental. Assim, foram identificadas anomalias negativas de precipitação durante eventos de La Niña e positivas durante eventos de El Niño para as estações seca e chuvosa, em situação de GIA neutro. Para a região que corresponde ao Grupo 4, durante a estação chuvosa, o padrão relacionado ao ENOS foi oposto ao das demais regiões e prevaleceu sobre o sinal do GIA. Observou-se também que, quando o Atlântico permaneceu neutro, os eventos de ENOS em fase com a ODP, reforçaram a ocorrência de eventos extremos de precipitação. Essa pesquisa fornece informações sobre os padrões de variabilidade natural do clima e, assim, contribui para o estabelecimento de estratégias de prevenção e adaptação aos eventos extremos.

Palavras chave: ENOS, gradiente inter-hemisférico do Atlântico, ODP, SPI, Análise Harmônica e Espectral

ABSTRACT

This paper aims to analyze the influence of climate variability modes in the generation of dry and wet scenarios in the state of Acre. To quantify the anomalies and rainfall in the state, used the Standardized Precipitation Index (SPI), generated from climate model precipitation of GPCP, with data from 1961 to 2010. A cluster analysis was performed (cluster) with Quarterly SPI values, using the hierarchical agglomerative Ward method. Cluster analysis identified four major groups of coordinates that showed relatively homogeneous precipitation anomalies, with a zonal pattern and other southern whose variation is related to the monsoon cycle in South America. In each group selected a pair of coordinates and held If Harmonic and Spectral Analysis for SPI. Relative to the standard of the identified harmonic cycles, the hypothesis is that the harmonics with decadal periods (25-50 years) maybe associated with modes of variability Pacific Decadal Oscillation – PDO while those with median times (10-12.5 years) may be related to Dipole Atlantic. Finally, the interannual short intervals (2.5 to 4.5 years) probably refer to the El Niño-Southern Oscillation - ENSO and, or Atlantic Inter-Hemispheric Gradient (AIG). It was found that consideration Harmonic and Spectral Analysis was not able to accurately estimate the intensity of SPI. However, this tool was satisfactory to identify the signal of SPI, i.e., is SPI was positive or negative. In this sense, the precipitation anomalies that showed natural frequency only became extreme events due to a complex combination of meteorological variables, which have not been evaluated together in spectral analysis. To circumvent this restriction, a qualitative analysis of extreme events was performed, which enabled the identification of a pattern on the conceptual relationship between these events and modes of climate variability. It was found that the Atlantic signal had greater influence on the precipitation of the Pacific. Thus, most of the dry events, both in the rainy season (except for Group 4) and the dried (all groups), occurred in years whose AIG was positive, while the wet events were detected when this gradient is presented negative, regardless of ENSO signal. For the regions that correspond to Groups 1, 2 and 3 showed an inverse pattern of rainfall response relative to ENSO when compared with the northern and eastern Amazon. Thus, negative anomalies of precipitation during La Niña events and positive were identified during El Niño events for the dry and rainy seasons, neutral AIG situation. In addition, there was a higher incidence of extreme events (wet or dry) during the cold phases of the PDO. For the region that corresponds to the Group 4, during the rainy season, the ENSO behavior was opposed to the other regions and prevailed on the sign of the AIG. It is also observed that when the Atlantic remained neutral, ENSO events in phase with PDO reinforced occurrence of extreme rainfall events. We hope that this research by providing important information about natural climate variability patterns, contributes to the establishment of strategies for prevention and adaptation to extreme events.

Keywords: ENSO, Atlantic Inter-hemispheric Gradient, PDO, SPI, Harmonic and Spectral Analysis

1 INTRODUÇÃO

A Amazônia constitui-se numa região de grande importância para o sistema climático global, seja pela presença da floresta, seja pela grande descarga de água das suas bacias hidrográficas. Dada a sua extensão territorial, apresenta regimes climáticos diferenciados, com grande variabilidade espacial e temporal da precipitação (SANTOS et al., 2014).

A ocorrência de eventos climáticos extremos não é recente na história da região. Alguns estudos paleoclimáticos e paleoecológicos, que utilizaram registros de carvão vegetal encontrado nos perfis de solo e em sítios arqueológicos, indicaram a ocorrência de secas e enchentes durante os últimos dois milênios, e também num período até 1500 a.C. (MEGGERS, 1994; BRYANT, 2005). Paralelamente, uma análise dos anéis de crescimento de algumas espécies florestais, indicou a existência de alternância entre períodos secos e úmidos durante o século XIX até os dias atuais (FICHTLER et al., 2003; JECKINS, 2009).

De forma análoga, outros estudos observacionais, baseados em séries temporais de precipitação e, ou de vazão fluvial, indicaram a ocorrência de secas na Amazônia em 1912, 1925/26, 1964, 1980, 1983, 1997/98, 2005 e 2010 e enchentes em 1976, 1989, 1999, 2009, 2012 e 2014 (MARENGO 2004; WILLIAMS et al., 2005; RONCHAIL et al., 2006; MARENGO et al., 2008; SHEFFIELD e WOOD, 2008; MARENGO et al., 2011; ESPINOZA et al., 2011; SATYAMURTY et al., 2013; ESPINOZA et al., 2014).

Independentemente das causas físicas, os eventos climáticos extremos afetam a população local e os sistemas naturais, e assim, causam impactos negativos nos transportes, na oferta de alimentos, na disponibilidade de água potável, além de favorecer a ocorrência de doenças epidêmicas e inúmeros danos ecológicos (ALVES et al., 2013).

A maior parte das pesquisas associa a ocorrência de eventos extremos ao aquecimento ou resfriamento anômalo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), principalmente dos oceanos Pacífico e Atlântico. Isso decorre porque a atmosfera é sensível às condições oceânicas, o que influencia significativamente a variabilidade do clima (YOON e ZENG, 2010). No entanto, poucos estudos (MARENGO, 2004; JECKINS, 2009) estimam a periodicidade de retorno dos eventos de seca e de enchentes na região.

A existência de ciclos ou periodicidades das variáveis meteorológicas, em séries temporais de longo prazo, permite a identificação dos processos físicos que controlam o clima, de forma que os eventos climáticos do passado favorecem um melhor entendimento dos eventos do presente (MOREIRA et al., 2015; SIQUEIRA e MOLION, 2015).

A variabilidade climática é um processo natural, gerado por diversos mecanismos físicos, químicos e biológicos. Esta dinâmica se traduz em variabilidades de altas e baixas frequências, algumas periódicas e outras aleatórias, influenciadas por fenômenos internos (cobertura de nuvens, transporte de calor sensível e latente, TSM) e externos ao sistema climático (ciclos de atividade solar; ciclos lunares; ciclos orbitais terrestres, erupções vulcânicas, entre outros) (SIQUEIRA e MOLION, 2015).

Apesar das secas e enchentes fazerem parte da história da Amazônia, diversos estudos indicam um aumento da frequência e intensidade de eventos extremos nas últimas décadas, decorrentes tanto da variabilidade natural do clima, quanto de alterações antrópicas relacionadas às queimadas e a mudança de uso do solo devido ao desmatamento (COX et al., 2008; MARENGO et al, 2011; MARENGO e ESPINOZA, 2014).

Sob uma perspectiva futura, alguns Modelos de Circulação Global (MCG) sugerem que o clima amazônico se tornará mais seco, devido a alterações nos padrões de circulação atmosférica, induzido pelo aquecimento global (LI et al., 2006). Assim, num cenário de incertezas, estudos sobre a frequência, duração, intensidade e alcance espacial dos eventos extremos na região são de grande importância.

Cumprе salientar que cada evento extremo pode apresentar intensidade e padrão espacial diferente dada a grande complexidade climática da região (ALVES et al., 2013). Sob essa perspectiva, as causas e impactos de tais eventos em áreas específicas da Amazônia são apenas parcialmente conhecidos, pois grande parte dos estudos concentram-se na parte Norte (N) e Leste (E) da bacia ou então analisam os padrões para região Amazônica como um todo, numa escala com pouco detalhamento.

Diante disso, neste trabalho pretende-se analisar a influência dos modos de variabilidade climática na geração de cenários de excesso ou escassez de chuva no estado do Acre, baseado na Análise Harmônica e Espectral e no Índice de Precipitação Padronizado (SPI).

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Índice de Precipitação Padronizado (SPI)

Para quantificar as anomalias precipitação no estado do Acre, utilizou-se o SPI gerado a partir das séries climáticas de precipitação do GPCC no período de 1961 a 2010.

Inicialmente, os dados foram validados, conforme descrito no Capítulo I. Em seguida, os dados foram organizados em uma grade (Figura 1), composta de 60 pares de pontos com extensão de 6° de latitude e 10° de longitude, o que formou uma série de dados que extrapolou o estado do Acre. Isso foi realizado com o intuito de diminuir o efeito de borda decorrente do processo de interpolação² espacial que foi realizado posteriormente.

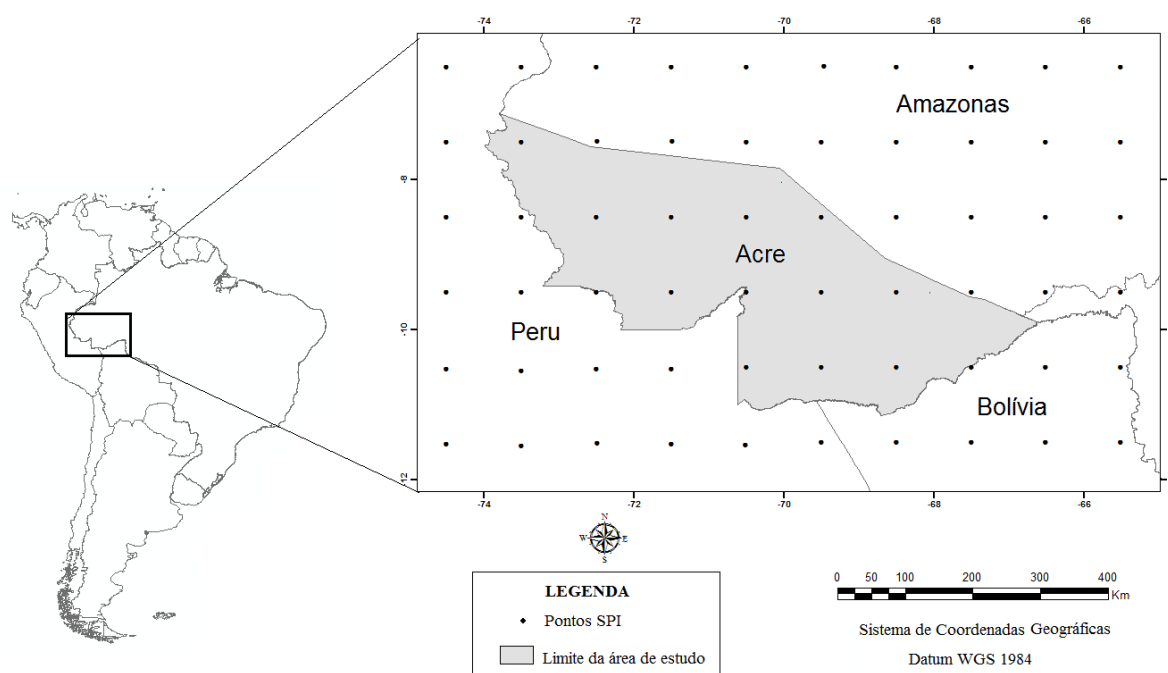


Figura 1. Pontos de grade utilizados para cálculo e interpolação do índice – SPI no estado do Acre e regiões circunvizinhas (Peru, Bolívia e Amazonas).

Para cada par de coordenadas, quantificou-se os períodos secos ou úmidos com base no SPI na escala trimestral. Este índice foi desenvolvido por McKee et al. (1993) e baseia-se em um conjunto de dados de pluviométricos com no mínimo de 30 anos. Para realizar o cálculo do SPI, os valores de precipitação foram ajustados por meio da distribuição gama e, posteriormente, foram transformados numa distribuição normal.

A distribuição gama foi calculada pela função de densidade de probabilidade, pelas seguintes equações:

$$f(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)\beta^\alpha} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (1)$$

² Uma descrição detalhada sobre a análise geoestatística utilizada no processo de interpolação é apresentada no Apêndice da Tese.

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} x^{\alpha-1} e^{-x} dx \quad (2)$$

em que:

$$\begin{aligned} \alpha > 0 & \quad (\alpha) \text{ Parâmetro de Forma (adimensional);} \\ \beta > 0 & \quad (\beta) \text{ Parâmetro de Escala (mm);} \\ x > 0 & \quad (x) \text{ Total de Precipitação (mm);} \\ \Gamma(\alpha) & \quad \text{Função gama.} \end{aligned}$$

Os parâmetros e a função de densidade de probabilidade gama foram ajustados para distribuição de frequência dos totais de precipitação dos 60 pontos do grid. Em seguida, foram calculados os parâmetros de forma e escala (α e β), estimados para cada um dos pares de coordenadas na escala de tempo trimensal para cada ano.

Utilizou-se o método da máxima verossimilhança para a estimativa dos parâmetros de escala e forma (THOM, 1966), pelas relações:

$$\alpha = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (3)$$

$$\beta = \frac{\bar{X}}{\alpha} \quad (4)$$

$$A = \text{Ln}(\bar{X}) - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \text{Ln}(X_i) \quad (5)$$

em que:

\bar{X} = Média aritmética da precipitação (mm),

Ln = logaritmo neperiano,

N = número de observações.

Os parâmetros de forma e de escala foram calculados para encontrar a probabilidade cumulativa de um evento de precipitação observado para a escala de tempo mensal. A probabilidade cumulativa é dada por:

$$F(x) = \int_0^x f(x) dx = \frac{1}{\Gamma(\alpha)\beta^\alpha} \int_0^x x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} dx \quad (6)$$

Substituindo o valor de $t = \frac{x}{\beta}$, na equação (6) reduz a equação a:

$$F(\beta t) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)\beta^\alpha} \int_0^{\beta t} t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (7)$$

Esta é definida como sendo a função gama incompleta. Considerando que essa função não admite valores nulos, a probabilidade cumulativa pode ser determinada por:

$$F(x) = P_0 + (1 - P_0) G(x) \quad (8)$$

em que:

P_0 = a probabilidade de ocorrência de valores nulos (zeros)

$G(x)$ = a distribuição cumulativa teórica, onde os parâmetros são estimados em dias chuvosos.

A distribuição de probabilidade cumulativa $F(x)$ foi transformada numa distribuição normal para a variável Z aleatória com média 0 e variância 1, onde a variável Z correspondente ao valor do SPI. Este foi obtido pela aproximação matemática desenvolvida por Abramowitz e Stegun (1965), a qual converte a probabilidade cumulativa numa distribuição normal a variável Z , baseado nas equações abaixo:

$$Z = SPI = - \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad \text{para } 0 < P(x) \leq 0,5 \quad (9)$$

$$Z = SPI = + \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad \text{para } 0,5 < P(x) \leq 1 \quad (10)$$

em que os coeficientes são: $c_0 = 2,515517$; $c_1 = 0,802853$ $c_2 = 0,010328$ e $d_1 = 1,432788$; $d_2 = 0,189269$; $d_3 = 0,001308$.

O t foi definido por:

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(P(x))^2} \right]} \quad \text{para } 0 < P(x) \leq 0,5 \quad (11)$$

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{1 - (P(x))^2} \right]} \quad \text{para } 0,5 < P(x) \leq 1 \quad (12)$$

Os cálculos que geraram o SPI foram realizados no Excel 2010, e os resultados foram classificados de acordo com McKee (1993) (Tabela 1).

Tabela 1. Classificação dos períodos secos e úmidos do SPI, segundo McKee (1993).

SPI	Categoria
$\geq 2,00$	Extremamente úmido
1,5 a 1,99	Muito úmido
1,00 a 1,49	Moderadamente úmido
0,99 a -0,99	Próximo ao normal
-1,00 a -1,49	Moderadamente seco
-1,50 a -1,99	Muito seco
$\leq -2,00$	Extremamente seco

Segundo McKee (1993), o SPI pode ser gerado em diferentes escalas: trimestral, semestral, anual e bianual. Neste trabalho, utilizou-se a escala trimestral, assim os valores de SPI mensais foram agrupados pelos seguintes trimestres: dezembro (ano anterior), janeiro e

fevereiro (verão); março, abril e maio (outono); junho, julho e agosto (inverno) e setembro; outubro, novembro (primavera). Para a Análise Harmônica e Espectral, baseada em uma série temporal, foram utilizados dados de SPI de todos os trimestres, pois este tipo de ferramenta exige continuidade.

Porém, na análise qualitativa dos modos de variabilidade climática que influenciam a ocorrência de eventos extremos, foram consideradas apenas as estações chuvosa (DJF) e seca (JJA) (MEADE, 1991).

Optou-se pela seleção dessas estações devido a maior magnitude dos seus impactos em relação à ocorrência de anos anômalos, diante da possibilidade de enchentes (estação chuvosa) e aumento da suscetibilidade à propagação do fogo (estação seca), os quais afetam direta ou indiretamente às populações e os ecossistemas locais.

McKee (1993) classifica como eventos extremos apenas aqueles com $SPI > 2,0$ (úmido) ou $< -2,0$ (seco), considerando a distribuição normal da probabilidade de ocorrências. No entanto, neste trabalho o termo extremo considera a possibilidade de impactos negativos decorrentes de eventos anômalos severos, os quais vão além de um intervalo de probabilidade. Nesse sentido, na análise qualitativa, foram considerados eventos extremos aqueles cujo SPI foi $>1,5$ (o que engloba as categorias muito úmida e extremamente úmida) ou $<-1,5$ (o que engloba as categorias muito seca e extremamente seca).

2.2 Análise de Agrupamento (AA)

Numa tentativa de identificar regiões com padrões espaciais e temporais homogêneos de anomalias de precipitação, foi realizada uma análise de agrupamento (*cluster*) com os valores de SPI (estações seca e chuvosa) para os pares de coordenadas que se localizavam dentro do estado do Acre ou em sua fronteira. Esta análise foi realizada no software *Past*, utilizando-se o método hierárquico aglomerativo *Ward*. Optou-se pela utilização deste método porque este apresenta resultados satisfatórios para estudos climatológicos, sendo amplamente utilizado (CHESSA et al., 1999; LYRA et al., 2006; LYRA et al., 2014).

Em cada etapa do método de Ward, são formados grupos de forma que a opção resultante tenha a menor soma de quadrados dos desvios (SQD), ou seja, uma pequena dissimilaridade interna (HERVADA-SALA e JARAUTA-BRAGULAT, 2004).

A determinação do número adequado de grupos pautou-se na análise da estrutura do dendrograma, de forma que se estabeleceu um corte através da identificação de um súbito salto na distância Euclidiana entre os grupos (WILKS, 1995).

2.3. Modos de Variabilidade Climática

A análise harmônica do SPI foi comparada com o padrão dos seguintes modos de variabilidade climática: ENOS, Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e Gradiente Inter-Hemisférico do Atlântico (GIA).

a) ENOS: é um fenômeno caracterizado pela interação atmosfera-oceano, relacionado a alterações dos padrões da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial, entre a Costa Peruana e o Pacífico oeste próximo à Austrália. Cada fase (fria e quente) varia de 6 a 18 meses, que totaliza um ciclo entre 24 e 36 meses (MOLION, 2005). Neste trabalho, o ENOS foi classificado de acordo com o Índice Multivariado ENOS (MEI) disponível no seguinte endereço: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/mei/>.

Este índice é obtido utilizando-se a primeira Componente Principal (CP) das variáveis: pressão ao nível médio do mar (PNMM), componente zonal (u) e meridional (v) do vento em superfície, TSM, temperatura do ar em superfície e uma fração de nebulosidade (WOLTER e TIMLIN, 1998). A ocorrência do ENOS foi identificada quando o índice MEI permaneceu com valores anômalos ($> 0,5$ ou $< -0,5$) por pelo menos 6 meses consecutivos. Os eventos ENOS foram classificados da seguinte maneira: $> 0,5$ El Niño fraco = 1,0; $> 1,0$ El Niño Moderado = 1,5; $> 1,5$ El Niño forte; $> -0,5$ La Niña fraca = 1,0; $> -1,0$ La Niña Moderada = 1,5; $> -1,5$ La Niña forte (NOAA, 2015).

b) Oscilação Decadal do Pacífico: identificada através do índice ODP, disponível em: <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>. Tal índice deriva-se da primeira componente principal das anomalias da TSM na Costa Oeste da América do Norte e o restante da bacia norte do Pacífico (entre as latitudes 20° N e 90° N). A ODP ocorre em ciclos de 20 a 30 anos, alternando fases positivas (quentes) e negativas (frias) (MANTUA et al., 1997).

Segundo Mantua et al. (2007) ocorreram reversões da polaridade prevalecente à oscilação, em torno dos anos 1925-46 (fase quente), 1947-1977 (fase fria) e 1977-1998 (fase quente). Assim, no final dos anos 90, houve retorno a uma fase predominantemente³ fria.

Existe uma correlação entre ODP e ENOS, assim, nas fases positivas da ODP, há tendência de ocorrer episódios de El Niño mais intensos e em maior número. Da mesma forma, nas fases negativas da ODP existe uma tendência da elevação do número e da magnitude de eventos de La Niña (ANDREOLI e KAYANO, 2005).

c) Gradiente Inter-hemisférico do Atlântico (GIA): constitui um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico que ocorre entre o Atlântico Norte (AN) e Sul (AS). Tal gradiente influencia a intensidade e migração norte-sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico Tropical (NOBRE e SHUKLA, 1996). Assim, costumam ocorrer anomalias positivas de precipitação na Amazônia em anos de gradiente negativo (AN-/AS +) e anomalias negativas em anos de gradiente positivo (AN+, AS -) (MARENCO, 2008).

Um padrão dipolo é caracterizado quando ocorrem anomalias positivas ou negativas de TSM entre as duas bacias, com mesmo valor, mas de sinais opostos. Este comportamento é identificado durante três meses consecutivos, de março a maio e representa o ano inteiro (SOUZA e NOBRE, 1998). O padrão dipolo apresenta variabilidade decadal (10 a 13 anos), no entanto, a probabilidade de ocorrência desse padrão é baixa, entre 12 e 15% (ENFIELD et al., 1999; WAINER et al., 2008)

Assim, devido à baixa probabilidade de ocorrência de tal padrão e diante da análise sazonal das anomalias de precipitação desenvolvida neste trabalho, optou-se por não considerar apenas o padrão de mesmo valor e sinais opostos, mas também a variação de sinal entre o AN e AS, que apresenta variabilidade entre 2 e 8 anos (WAINER et al., 2008).

O critério de seleção dos eventos do GIA baseou-se na metodologia descrita em Servain (1991), ou seja, a partir das séries temporais dos índices médios mensais dos desvios normalizados de TSM na Bacia Norte (50° W- 20° W/ 5° N- 25° N) e Sul (30° W- 00° W/ 50° S- 25° S) do Atlântico Tropical, disponíveis em: <http://www.funceme.org.br/dipolo/>. As estações seca e chuvosa foram identificadas como gradiente positivo ou negativo, caso apresentassem durante pelo menos 3 meses consecutivos, um desvio de $> 0,5$ ou $< -0,5$, respectivamente.

³ As fases não são fixas, existe uma predominância no sinal das anomalias, porém, dentro da fase existem alguns períodos de reversão. Por exemplo, na fase negativa de 1947-1976 ocorreu um curto subperíodo 1958-61 que comporta uma reversão a valores positivos do índice. Da mesma forma, na atual fase negativa, observou-se uma reversão durante o subperíodo 1989-91 a valores negativos do índice. (MANTUA et al., 1997).

2.3 Análise Harmônica e Espectral (AHE)

A técnica de agrupamento identificou quatro grandes grupos de coordenadas que apresentaram anomalias de precipitação relativamente homogêneas. Com o intuito de identificar o padrão de repetição de anomalias positivas e negativas no estado e sua relação com os modos de variabilidade climática, selecionou-se um par de coordenadas para cada grupo e aplicou-se a Análise Harmônica e Espectral para o SPI trimestral. Esta análise foi realizada no software *Statistica 10.0*[®].

A Análise Harmônica e Espectral (AHE) é baseada nas combinações de funções senos e cossenos para identificação dos possíveis harmônicos e uma análise espectral que avalia a contribuição de cada harmônico na composição da série (WILKS, 2006).

Uma série de dados qualquer de n amostras pode ser representada pela combinação de senos e cossenos, que oscilam em torno de um valor médio ajustado a $n/2$ funções harmônicas, conforme Equação 13:

$$y_t = \bar{y} + \sum_{k=1}^{n/2} \left\{ C_k \cos \left[\frac{2\pi Kt}{n} - \theta_k \right] \right\} = \bar{y} + \sum_{k=1}^{n/2} \left\{ A_k \cos \left[\frac{2\pi Kt}{n} \right] + B_k \text{sen} \left[\frac{2\pi Kt}{n} \right] \right\} \quad (13)$$

em que: k é um inteiro que varia até $n/2$;

$C_k \left[= (A_k^2 + B_k^2)^{1/2} \right]$ é a amplitude

$\theta_k \left[= \arctan (B_k/A_k) \right]$ e o ângulo de fase do harmônico

t é o tempo

Na prática, C_k é o valor máximo em torno do qual a média flutua e θ_k é o ângulo que representa o tempo onde a função harmônica é máxima.

Os coeficientes pelo método dos mínimos quadrados não linear múltipla.

foram ajustados ao SPI trimestral, a função harmônica como uma regressão

Para cada grupo foram selecionados três harmônicos que apresentaram os maiores coeficientes de determinação (r^2), os quais determinam a contribuição de cada harmônico para explicação da série.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Análise de Agrupamento do Índice SPI

O padrão de homogeneidade das anomalias de precipitação foi identificado no dendograma de agrupamento (Figura 2). O maior salto de dissimilaridade foi observado na distância 12, por isso foram identificados quatro grandes grupos que apresentaram maior similitude interna e alta dissimilaridade entre si. A distribuição espacial do padrão de agrupamento é apresentada na Figura 3.

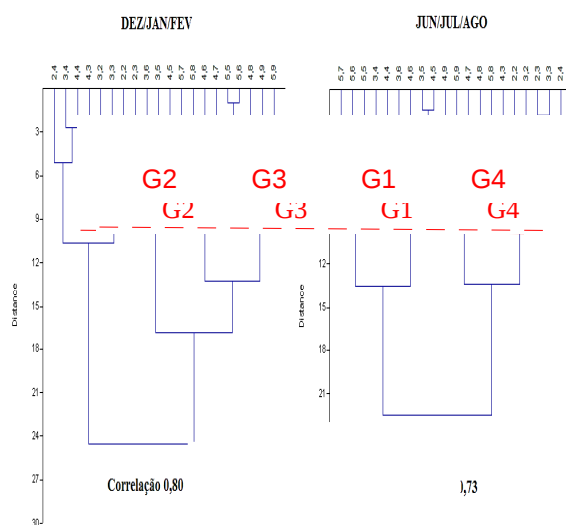


Figura 2. Dendrograma de agrupamento do índice SPI trimestral do estado do Acre no período de 1961 a 2010.

A técnica de Análise de Agrupamento revelou um padrão zonal e outro meridional na distribuição das anomalias de precipitação no estado. O primeiro diferenciou os Grupos 4 e 3 (G_4 e G_3) dos Grupos 1 e 2 (G_1 e G_2), enquanto o segundo mostrou uma separação dos G_1 , G_3 e G_4 do G_2 .

Embora a variação altitudinal no estado do Acre seja pequena (Figura 3), a maior ou menor proximidade da Cordilheira dos Andes promove diferenciação em relação às anomalias de precipitação. Nesse sentido, o padrão zonal e meridional observado possivelmente está relacionado ao sistema de monções da América do Sul (VERA et al. 2006; FERREIRA et al, 2011).

Durante o verão austral, a principal zona de aquecimento radiativo da superfície migra para os subtropicais, e isso favorece a configuração de uma zona de baixa pressão denominada Baixa do Chaco. Ao mesmo tempo, os ventos Alísios de nordeste tornam-se mais intensos e transportam mais umidade do oceano Atlântico Tropical para a bacia Amazônica. Essa umidade, no entanto, é desviada pelos Andes, através de um Jato de Baixo Nível (JBN) a leste das encostas andinas (MARENGO et al. 2004). Isso forma uma zona de nebulosidade no sentido NW- SE, denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que transporta calor e umidade da Amazônia até o Centro-Sul do Brasil (CARVALHO et al., 2004).

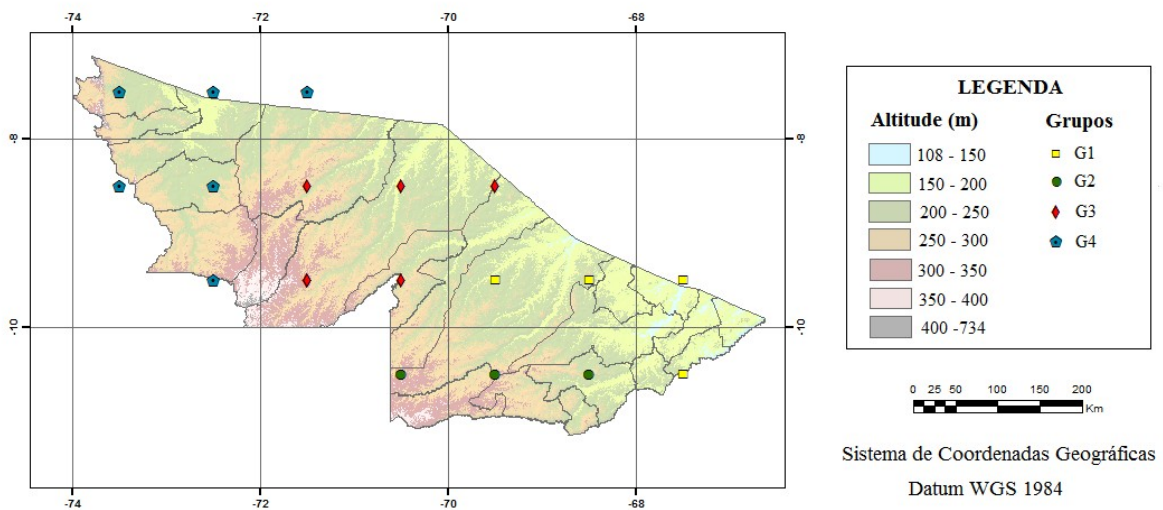


Figura 3. Distribuição espacial de Grupos homogêneos (G₄, G₃, G₂ e G₁) de SPI trimestral no Acre e sua respectiva altimetria.

Paralelamente, o aquecimento adiabático decorrente da liberação de calor latente por condensação sobre a Amazônia e os Andes favorece a formação da Alta da Bolívia (AB). Esse sistema apresenta variabilidade sazonal (tanto em intensidade, quanto em posição), que está diretamente relacionada à distribuição espacial e temporal da precipitação na Amazônia. Quando os maiores índices pluviométricos migram para o N, durante o outono, a AB também migra, enquanto no inverno, quando a atividade convectiva diminui, a AB enfraquece. Durante a primavera ocorre novamente uma intensificação da convecção e a alta começa a se intensificar, porém é no verão que atinge seu maior desenvolvimento (LENTERS e COOK, 1995).

A variabilidade da precipitação também está relacionada à flutuação sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT é uma região de intensa atividade convectiva formada pela confluência dos ventos alísios de SE (Hemisfério Sul) com os de NE (Hemisfério Norte). Entre o verão e o outono a ZCIT alcança sua posição mais austral, enquanto no final do inverno alcança sua posição mais boreal, que corresponde ao período de menor taxa de precipitação na região (MARENGO e HASTENRATH, 1993).

Além disso, o fenômeno das friagens, caracterizado pela chegada de frentes frias que apresentam grande deslocamento meridional, também contribui para precipitação na Amazônia (MOLION, 1987).

A configuração desses sistemas produtores ou inibidores de chuva é afetada pelos modos de variabilidade climática, os quais apresentam periodicidades de altas e baixas frequências (SIQUEIRA e MOLION, 2015). Nesse sentido, uma análise da influência da variabilidade anual, decadal e multidecadal do clima sobre as anomalias de precipitação no estado do Acre é apresentada no item a seguir.

3.2 Análise Harmônica e Espectral do Índice de Precipitação Padronizado (SPI)

As séries temporais de SPI apresentaram ciclos que estão relacionados as frequências de retorno de períodos mais secos ou mais úmidos. A Tabela 2 apresenta os ciclos (análise harmônica) mais significativos identificados em cada um dos quatro Grupos pela análise espectral.

Tabela 2. Intervalos anuais para ciclos harmônicos por grupos homogêneos

HARMÔNICO	G ₁	G ₂	G ₃	G ₄
H ₁	10 anos	25 anos	25 anos	50 anos
H ₂	3,8 anos	12,5 anos	12,5 anos	12,5 anos
H ₃	2,5 anos	2,8 anos	2,5 anos	4,5 anos

Verificou-se que os grupos apresentaram ciclos relativamente semelhantes entre si, com pequenas diferenciações. O primeiro ciclo harmônico foi o mais destoante, com escala decadal para G₁ (10 anos), e multidecadal para os demais (25 anos para G₂ e G₃; 50 anos para G₄). Em relação ao segundo harmônico, G₁ mais uma vez apresentou uma frequência mais alta que os outros grupos. Enquanto este grupo teve um ciclo interanual (3,8 anos), os outros apresentaram um padrão decadal (12,5 anos). Finalmente, em relação ao terceiro harmônico, todos os grupos apresentaram um ciclo interanual que foi semelhante para os G₁, G₂ e G₃ (2,5 a 2,8 anos) e um pouco mais longo para G₄ (4,5 anos).

Embora a periodicidade das anomalias de precipitação tenha apresentado ciclos com relativa semelhança entre os grupos, a intensidade das anomalias foi diferente entre as regiões (Figura 4). Possivelmente, essa diferenciação esteja relacionada à atuação de sistemas de meso-escala e, ou escala local, cuja análise foge ao escopo desse trabalho, mas que serão explorados em pesquisas futuras.

Em relação aos ciclos encontrados, a hipótese aqui levantada é que os harmônicos com períodos multidecadais podem estar associados aos modos de variabilidade ODP (25 a 50 anos) (MANTUA et al., 1997), enquanto aqueles com prazos medianos podem estar relacionados ao padrão dipolo do Atlântico (10 a 13 anos) (ENFIELD, 1999; WAINER et al, 2008). Finalmente, os intervalos interanuais curtos provavelmente referem-se aos eventos de ENOS (18 a 36 meses) (MOLION, 2005) e/ou ao GIA (2 a 8 anos) (WAINER et al, 2008).

Periodicidades próximas aos ciclos identificados nesse estudo, também foram relatados em outros trabalhos que analisaram a variabilidade climática na Amazônia. Botta et al (1992) e Foley et al. (2002) utilizando um conjunto de dados de grade do *Climate Research Unit* (CRU) encontraram ciclos longos entre 24-28 anos e ciclos mais curtos entre 3-4 anos. Estes autores relacionaram os ciclos de baixa frequência à ODP, enquanto os intervalos de alta frequência foram relacionados à variabilidade do ENOS.

De forma similar, Marengo (2004) utilizando dados de reanálises do NCEP, observações de estações pluviométricas e diversos produtos em grade, encontrou picos de chuva de 26 e 17 anos para a região sul da Amazônia. O autor sugeriu que o comportamento decadal da precipitação na bacia amazônica é decorrente da variabilidade da TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico.

No entanto, um estudo paleoecológico através de registros de anéis de crescimento de árvores no sudeste do Peru, encontrou ciclos de retorno de secas entre cinco e seis anos, ao longo de uma série de 190 anos (JECKINS, 2009). Possivelmente, a diferença entre os resultados encontrados por esse autor e os descritos neste trabalho e em estudos anteriores, esteja relacionada ao tipo de evento descrito.

As secas podem ser definidas como meteorológicas, hidrológicas ou agrícolas. A primeira refere-se à existência de anomalias de precipitação, e é detectada rapidamente. Enquanto as últimas referem-se à diminuição da água disponível nos rios e no solo e é identificada vários meses depois que uma seca meteorológica foi iniciada (WILHITE e BUCHANAN-SMITH, 2005). Os anéis de crescimento de algumas espécies florestais costumam registrar os eventos hidrológicos e agrícolas, que são mais longos que os meteorológicos. Assim, os resultados distintos entre esses estudos podem refletir as diferentes defasagens de resposta aos ciclos de anomalias de precipitação.

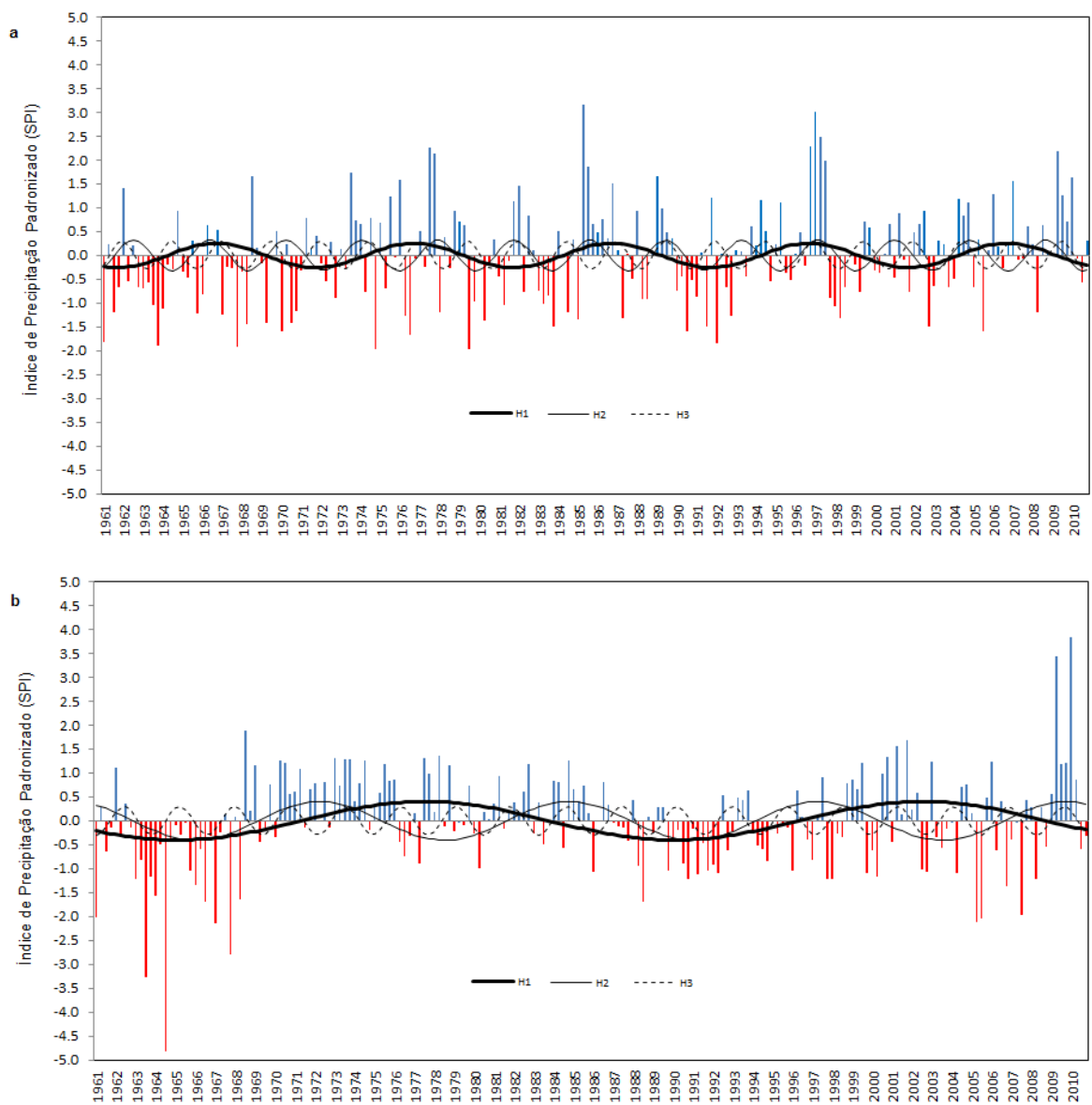


Figura 4. Padrão Harmônico (H₁ – linha cheia; H₂ – linha normal; H₃ – linha tracejada) do índice SPI entre 1961-2010. (a) Grupo 1; (b) Grupo 2

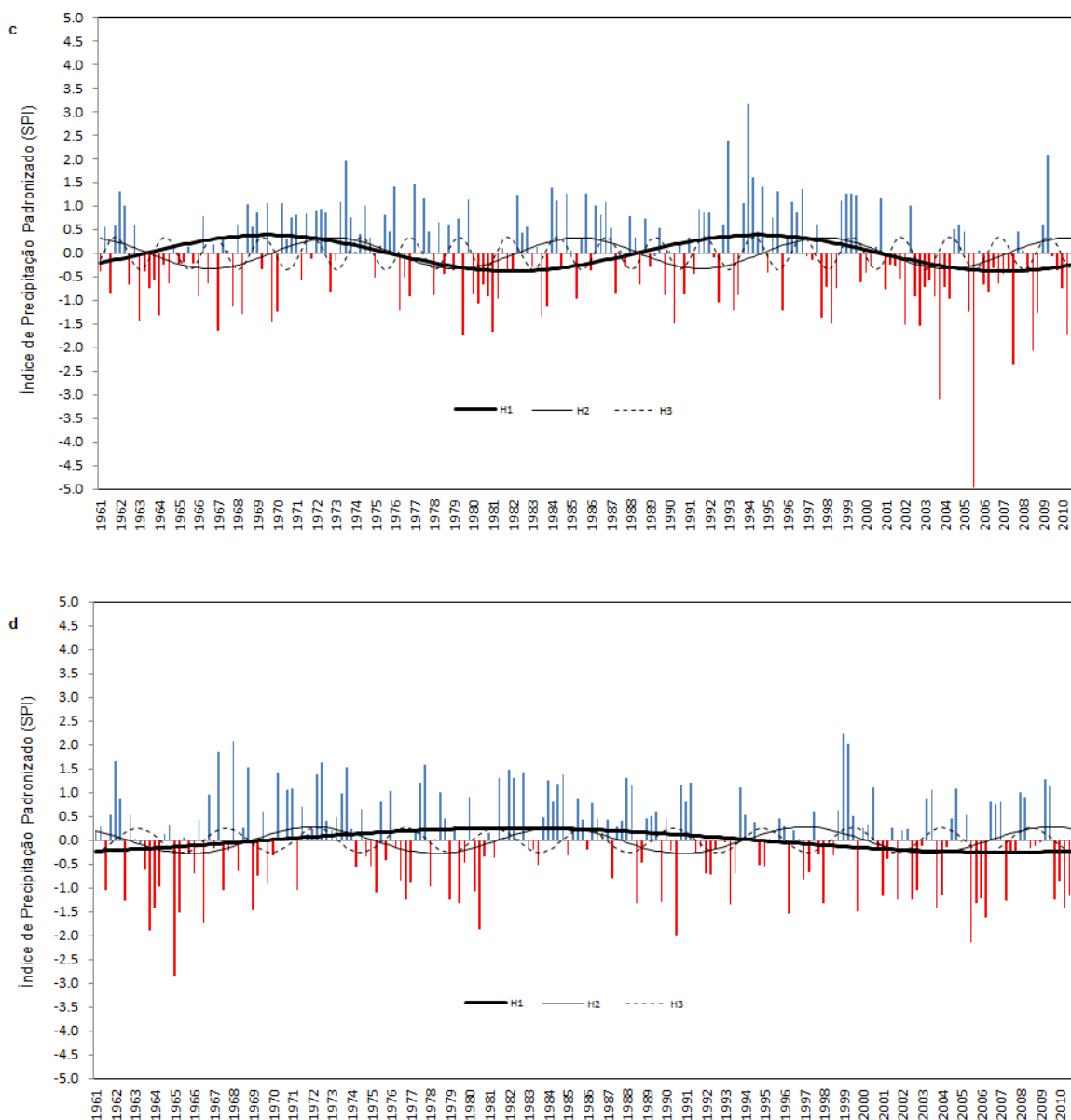


Figura 4. Continuação. Padrão Harmônico (H_1 – linha cheia; H_2 – linha normal, H_3 – linha tracejada) do índice SPI entre 1961-2010; (c) Grupo 3; (d) Grupo 4

A regressão linear entre o SPI trimestral observado e o estimado pelos três harmônicos selecionados (Figura 5) demonstra que a AHE não foi capaz de estimar precisamente a intensidade do SPI o que pode ser verificado pelos baixos coeficientes de determinação, que variaram entre r^2 0,24 (G_1) e 0,37 (G_2). Observou-se que os harmônicos apresentaram amplitudes entre -0,5 e 0,5 (Figura 4), estimativas abaixo das alcançadas pelas anomalias observadas do índice SPI.

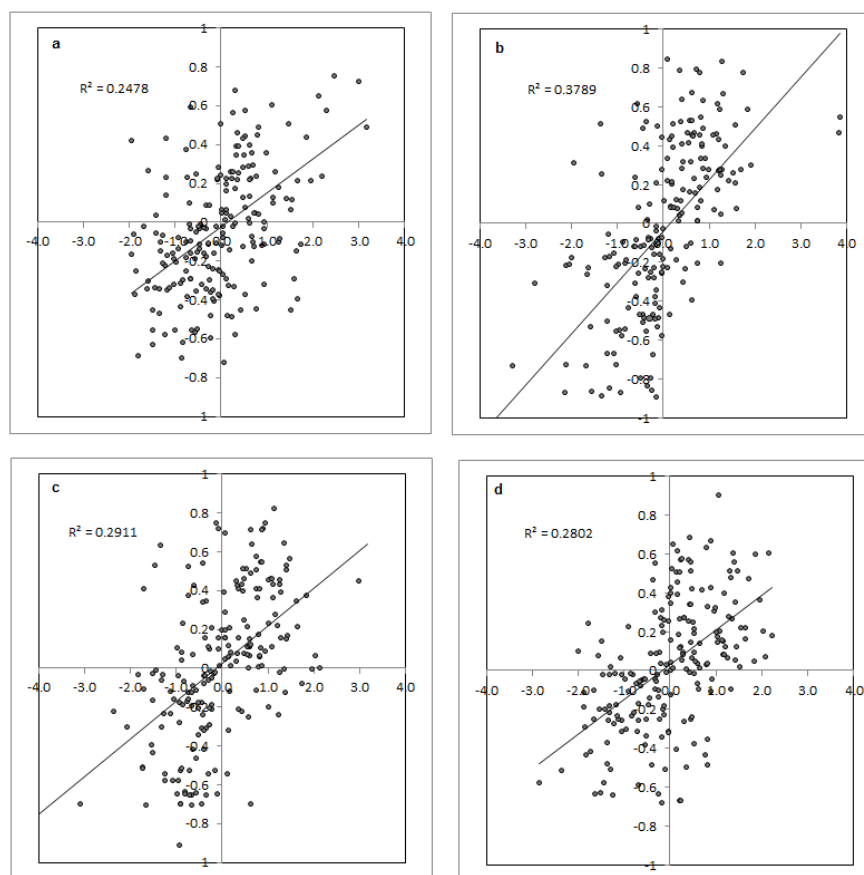


Figura 5. Análise de regressão entre os valores de SPI trimestrais observados e os estimados pelos 3 harmônicos para o período de 1961-2010. (a) Grupo 1; (b) Grupo 2; (c) Grupo 3; (d) Grupo 4.

As baixas amplitudes encontradas foram decorrentes das características da própria AHE, que decompõe uma série temporal de senos e cossenos de diferentes frequências que oscilam em torno de um valor médio (WILKS, 1995). Como o SPI é normalizado, apresenta média 0 e desvio padrão 1, assim a AHE varia em torno dessa média.

Apesar disso, a AHE mostrou-se satisfatória na identificação da frequência dos tipos de anomalia, ou seja, se anomalia de precipitação padronizada é positiva ou negativa. Neste sentido, quando se observa o acordo entre as tendências das curvas (Figura 4) e a distribuição dos pontos pelos quadrantes de cada grupo (Figura 5) verificou-se que as estimativas dos sinais das anomalias foram identificadas corretamente em mais de 80% dos casos, com destaque para o G_2 , cujos acertos alcançaram 91,5% das ocorrências (Tabela 3).

Tabela 3 Correspondência entre o sinal do SPI e o sinal estimado pelos 3 harmônicos para o período de 1961-2010.

Grupos	Número de estimativas erradas	(%)	Número de estimativas corretas	(%)
G_1	37	18,5	163	81,5
G_2	17	8,5	183	91,5
G_3	29	14,5	171	85,5
G_4	26	13,0	174	87,0

De acordo com Moreira et al (2015) uma certa discordância entre as ondas sinusoidais e a ciclicidade da precipitação é esperada porque os ciclos da natureza não são totalmente regulares, e portanto, não geram um acordo perfeito com ondas infinitas. Além disso, embora a periodicidade dos ciclos possa ser evidente, tal análise deve ser interpretada com cautela devido ao intervalo relativamente curto da série de dados, a qual é pouco mais longa que um ciclo de baixa frequência completo (MARENGO, 2004).

Apesar das incertezas, esses resultados demonstraram que a análise harmônica espectral se constitui numa ferramenta útil para identificar os ciclos da variabilidade de precipitação e pode ser utilizada para fins de previsibilidade de anomalias positivas ou negativas. No entanto, possivelmente tais anomalias só se tornarão eventos extremos devido a uma combinação de variáveis cuja complexidade não pode ser captada conjuntamente pela AHE. Por isso, foi realizada uma análise qualitativa da ocorrência de eventos extremos, o que permitiu a identificação de um padrão conceitual sobre a relação entre estes eventos e os modos de variabilidade climática.

3.3 Padrão dos Eventos Extremos em relação aos Modos de Variabilidade Climática

A classificação dos anos extremos em relação ao GIA, ao ENOS e à ODP revelou um padrão definido para a variação temporal do SPI. Nesse sentido, os eventos que apresentaram as maiores anomalias negativas ou positivas de precipitação nas regiões representadas pelos Grupos homogêneos são mostrados na Tabela 4.

Em relação ao G_1 , de forma geral, verificou-se que a maior parte dos eventos de estiagem, tanto na estação chuvosa quanto na seca, ocorreram em anos cujo GIA foi positivo, enquanto os eventos úmidos foram detectados quando este gradiente se apresentou negativo, independentemente do sinal do ENOS.

Especificamente, em relação a este modo de variabilidade climática, ao contrário do esperado, verificou-se que os eventos de El Niño favoreceram períodos úmidos, quando o GIA foi neutro. Nessas condições, se sugeriria que a La Niña provocasse efeito oposto. Porém, isso não pode ser confirmado, pois nenhum dos anos extremos identificados no G_1 apresentou anomalias negativas no Pacífico em situação de neutralidade do Atlântico.

Verificou-se ainda que o sinal do ENOS só prevaleceu em relação ao GIA, quando o fenômeno do Pacífico atingiu uma escala de grande magnitude. Isso ocorreu na estação seca de 1997, quando o El Niño foi classificado como o mais forte do século XX. Nessa situação, mesmo com GIA positivo (onde se esperariam anomalias negativas de chuva) os meses JJA (estação seca) foram extremamente úmidos.

As regiões que representam os G_2 e G_3 apresentaram padrões semelhantes ao Grupo 1, tanto em relação ao GIA, quanto ao ENOS em ambas as estações. No entanto, em relação à La Niña, a suposta diminuição da precipitação em efeito contrário ao El Niño que havia sido levantada na região do G_1 , foi confirmada. Nos anos de 1963, 1964, 1988 (G_2) e 1962, 2008 (G_3), em condições de neutralidade do GIA, ocorreram anomalias negativas significativas de precipitação.

Em relação ao G_4 , o padrão descrito nos grupos anteriores só foi válido para a estação seca (JJA), assim, nessa estação o sinal do Atlântico se sobressaiu ao Pacífico e as consequências do ENOS só foram observadas em caso de neutralidade do GIA. Porém, durante a estação chuvosa (DJF), os efeitos do sinal do ENOS se sobressaíram ao Atlântico. Além disso, houve inversão do padrão observado nos grupos anteriores, assim, a La Niña provocou anomalias positivas de chuva.

Vale a pena ressaltar ainda que, dentre os anos com eventos extremos, somente os anos de 1967 ((-) DJF/ G_2) e 1990 ((-) em JJA/ G_1 e G_4) apresentaram neutralidade tanto para

ENOS quanto para GIA, o que demonstra que o padrão conceitual de anomalias extremas, relacionado aos modos de variabilidade climática aqui proposto, foi capaz de captar o padrão da precipitação da região. Durante esses anos, possivelmente outros modos de variabilidade e/ou sistemas meteorológicos não analisados neste trabalho foram responsáveis pelas anomalias.

Em relação à ODP, alguns estudos apontam que, quando tal oscilação está fora de fase com o ENOS (ODP (+)/ENOS(-) ou ODP(-)/ENOS (+)), ocorre uma alteração e, ou diminuição dos efeitos do ENOS para determinada região. Em contrapartida, impactos intensos e definidos são esperados caso estes modos variabilidade climática estejam em fase (BROWN e COMRIE, 2004; WANG et al., 2014).

Esta questão não pôde ser comprovada na presente análise, pois em situação de neutralidade do GIA, apenas os eventos de 2010 (DJF /G₁ e G₂) e 1988 (JJA /G₂) ocorreram em anos de ENOS fora de fase com a ODP. Em 2010, foram observadas anomalias positivas de precipitação (EN (+) ODP (-)) e em 1988, ocorreram anomalias negativas (EN (-) ODP (+)).

Os demais anos com GIA neutro, 1977 (G₁/JJA/ EN (+) ODP (+)); 1997(G₁/DJF/ EN (+) ODP (+)); 1962 (G₄ /DJF/ EN (-) ODP (-)); 1963 e 1964 (G₂ e G₄ /JJA / EN (-) ODP (-)); 2008 (G₄ /JJA / EN (-) ODP (-)); foram observadas coincidências entre o sinal do ENOS e a fase da ODP.

Esses resultados demonstraram que, na maioria das vezes, quando o Atlântico não esteve atuante, os eventos de ENOS em fase com a ODP, reforçaram a ocorrência de eventos extremos de precipitação, conforme descrito em diversos estudos (BROWN e COMRIE, 2004; ANDREOLI e KAYANO, 2005; WANG et al., 2014).

Tabela 4. . Ocorrência de eventos extremos nas estações seca (JJA) e chuvosa (DJF) no estado do Acre em relação aos modos de variabilidade climática (GIA, ENOS e ODP) nos grupos pluviométricos homogêneos (G₁, G₂, G₃ e G₄) com base no índice SPI.

ESTAÇÃO	GIA	ENOS	GRUPO 1				GRUPO 2			
			ODP FRIA (1961-1976) (1999-atual)		ODP QUENTE (1977-1998)		ODP FRIA (1961-1976) (1999-atual)		ODP QUENTE (1977-1998)	
			SPI>1.5	SPI <-1.5	SPI>1.5	SPI <-1.5	SPI>1.5	SPI <-1.5	SPI>1.5	SPI <-1.5
CHUVOSA (DJF)	Positivo	EN N LN	1961, 1970		1988	1992	1966 1961			
	Neutro	EN N LN	2010		1997		2010	1967		
	Negativo	EN N LN	1976 2009				2009			
SECA (JJA)	Positivo	EN N LN	2005 1976		1997	1979	1966, 2005, 2007			
	Neutro	EN N LN			1977	1990	1963, 1964		1988	
	Negativo	EN N LN	1973,196 8 1961, 1970		1985				1968	

Tabela 4. Continuação

ESTAÇÃO	GIA	ENOS	GRUPO 3				GRUPO 4			
			ODP FRIA (1961-1976) (1999-actual)		ODP QUENTE (1977-1998)		ODP FRIA (1961-1976) (1999-actual)		ODP QUENTE (1977-1998)	
			SPI>1.5	SPI <-1.5	SPI>1.5	SPI <-1.5	SPI>1.5	SPI <-1.5	SPI>1.5	SPI <-1.5
CHUVOSA (DJF)	Positivo	EN N LN	1966				1968, 1999			
	Neutro	EN N LN					1962			
	Negativo	EN N LN			1993, 1994				1998	
SECA (JJA)	Positivo	EN N LN	2005, 2007		1979		1966 2005 1965		1980	
	Neutro	EN N LN	2008				1963, 1964		1990	
	Negativo	EN N LN	1973				1968			

As principais conclusões sobre a influência dos modos de variabilidade climática no comportamento dos eventos extremos identificados entre 1961 e 2010 são resumidas na Tabela 5.

Tabela 5. Resumo das principais relações entre SPI extremos, GIA, ENOS e ODP

ESTAÇÃO	GRUPOS HOMOGÊNEOS	SPI >1.5	SPI <-1.5
chuvosa	1, 2 e 3	GIA (-) ENOS (+, - ou N) GIA (N) ENOS (+) ODP (+)	GIA (+) ENOS (+, - ou N) GIA (N) ENOS (-) ODP (-)
	4	ENOS (-) GIA (+ ou N) ODP (-)	ENOS (+) GIA (-) ODP (+)
seca	1, 2, 3 e 4	GIA (-) ENOS (+, - ou N) GIA (N) ENOS (+) ODP (+)	GIA (+) ENOS (+, - ou N) GIA (N) ENOS (-) ODP (-)

O padrão da variabilidade de chuvas da Amazônia em escala decadal também foi analisado por Marengo (2004). Baseando-se em dados de grade e em estações pluviométricas, para o período entre 1929 e 1998. Este autor desenvolveu um índice de anomalias de precipitação para as regiões norte e sul da Amazônia (índice NAR e SAR respectivamente). O pesquisador observou padrão decadal das anomalias de chuva e tendência inversa entre essas sub-regiões. Na porção sul, ele verificou uma maior incidência de anos secos durante a fase fria da ODP e aumento dos anos úmidos durante a fase quente.

Tal comportamento não foi observado em relação aos dados do estado do Acre. Acredita-se que essa diferença de resultados possa ser oriunda das variações entre a base de dados pluviométricos, do tamanho da série histórica analisada e das diferenças metodológicas empregadas entre o índice SAR e o SPI. Além disso, enquanto Marengo (2004) considerou eventos anômalos em geral, este estudo analisa somente os eventos extremos.

Apesar de não ter sido observado maior concentração de eventos secos durante as fases frias da ODP e eventos úmidos durante a fase quente, a distribuição do número de eventos extremos (positivos e negativos) revelou-se distinta entre as fases.

Embora na região que corresponde ao G_1 , o número de eventos tenha sido relativamente igual em ambas as fases, nos demais grupos, tal distribuição foi discrepante. No G_2 , apenas um evento (1988 (-)/JJA) ocorreu durante a fase quente da ODP, o que corresponde a 8%. Da mesma forma, nos G_3 e G_4 , também ocorreram poucos eventos G_3 : (1979(-)/JJA e 1993, 1994 (+)/DJF) o que corresponde a 37,5% e G_4 :(1980 e 1990 (-)/JJA), o que representa 25% dos casos. O padrão na ODP quente é marcante no G_2 , G_3 e G_4 associado à GIA negativo na estação chuvosa e na seca a GIA positivo ou neutro.

Especificamente em relação à 1990, ano classificado dentro da fase quente da ODP (1977-1998), ressalta-se que houve reversão da polaridade da fase para valores negativos (subperíodo 1989-1991), conforme descrito por Mantua et al. (1997).

Assim, a análise da distribuição dos eventos pelas fases da ODP revelou que a maior parte dos eventos extremos (úmidos e secos) para as regiões que correspondem aos G_2 , G_3 e G_4 ocorreram durante as fases frias. No entanto, novos estudos são necessários para um melhor entendimento desse processo.

Em relação ao ENOS, alguns estudos apontam que, quando ocorrem anomalias positivas de TSM no Pacífico (El Niño) há diminuição da precipitação nas porções norte e leste da Amazônia (KOUSKY et al, 1984; MOLION, 1987; MARENGO E HASTENRATH, 1993; MARENGO, 2004; MARENGO, 2008). Isso decorre porque o enfraquecimento dos ventos Alísios desloca o ramo ascendente da célula de Walker (que normalmente se apresenta

sob a Amazônia) para o oceano Pacífico, enquanto o ramo descendente fica sobre a região, promovendo redução da atividade convectiva e, conseqüentemente da precipitação.

Nesse sentido, os resultados deste trabalho sugerem que para as regiões correspondentes aos G_1 , G_2 e G_3 do estado do Acre, a resposta da precipitação ao ENOS é inversa em relação à Amazônia Norte e Oriental.

Resultados semelhantes foram encontrados para a Planície Amazônica da Bolívia, onde anomalias positivas de chuva e inundações foram observadas em anos de El Niño, decorrentes do aumento da atividade de perturbações extratropicais (RONCHAIL et al., 2002; RONCHAIL et al., 2005; RONCHAIL e GALLAIRE, 2006; SEILER et al., 2013).

No entanto, ao contrário do esperado, a região que corresponde ao G_4 , situada no extremo oeste do Acre, o padrão do ENOS durante a estação chuvosa se manteve semelhante ao observado para as porções da Amazônia anteriormente descritas. Segundo Marengo (2008) os padrões de resposta diferenciados em relação ao ENOS podem ocorrer devido à grande extensão territorial da região Amazônica, além do fato de algumas regiões poderem apresentar maior sensibilidade às anomalias de temperatura do Atlântico.

Enquanto a maior influência do Pacífico no regime de precipitação da Amazônia refere-se a comportamento zonal da célula de Walker (conforme descrito anteriormente), a influência do Atlântico Norte se relaciona ao deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). O aumento da TSM no Atlântico Norte, provoca diminuição da pressão nesta região, o que promove uma convergência dos ventos Alísios. Assim, ocorre um deslocamento da ZCIT para o Norte, o que enfraquece os movimentos ascendentes e a atividade convectiva, e assim, diminui a precipitação sobre algumas regiões da Amazônia. (MARENGO, 2008; ZENG et al, 2008; YOON e ZENG, 2010).

Durante o ano de 2005, por exemplo, identificado como evento extremo de seca nos quatro Grupos homogêneos, não houve registro de ocorrência de ENOS, de acordo com o índice MEI. Neste ano, segundo Marengo (2008) a seca esteve relacionada ao aumento da TSM na bacia do Atlântico Tropical Norte. Este incremento de temperatura criou um sistema de baixa pressão sobre esta região oceânica, o que alterou o padrão do vento ao longo dos trópicos, com intensificação dos movimentos descendentes, o que resultou numa diminuição da nebulosidade e das chuvas na região.

Vale a pena ressaltar que, nem sempre os extremos identificados nesse trabalho (Tabela 4) foram descritos em estudos realizados anteriormente que analisaram a ocorrência de secas e enchentes na Amazônia (MARENGO 2004; WILLIAMS et al., 2005; RONCHAIL et al., 2006; MARENGO et al., 2008; SHEFFIELD e WOOD, 2011; MARENGO et al., 2011; ESPINOZA et al., 2011; SATYAMURTY et al., 2013; ESPINOZA et al., 2014). Da mesma forma, alguns dos eventos relatados nestas pesquisas não foram identificados no presente estudo. As diferenças existentes podem ser reflexo das distintas bases de dados utilizadas, da escala de detalhamento do trabalho, do tamanho da série histórica considerada e das diversas metodologias empregadas para o cálculo das anomalias.

Em relação ao papel do Atlântico sobre a precipitação, os resultados deste trabalho vão ao encontro das conclusões de Zeng et al. (2008); Marengo et al. (2011); Chen et al. (2011), que sugerem que o padrão da precipitação no SW da Amazônia pode sofrer maior influência das condições da TSM do Oceano Atlântico do que do Oceano Pacífico.

Em uma escala sazonal, esta influência sobre a região Amazônica foi analisada por Yoon e Zeng (2010) entre os anos de 1979 - 2006. Os autores verificaram que o ENOS exerce maior influência durante a estação chuvosa ao longo de toda a região, com destaque para a porção próxima à foz do Rio Amazonas. Enquanto a TSM do Atlântico Norte apresenta papel significativo na determinação da variabilidade das chuvas ao longo do ano inteiro, com destaque para a estação seca, principalmente para a porção sul da Amazônia.

No entanto, alguns estudos apontam que, diante das teleconexões existentes entre os oceanos Atlântico e Pacífico, a combinação destas influências é complexa e apenas parcialmente conhecida (GIANNINI et al., 2004; YOON e ZENG, 2010; ARAÚJO et al., 2013).

Apesar da variabilidade da TSM do Atlântico e do Pacífico influenciar as anomalias de precipitação na Amazônia, estas nem sempre irão causar um evento extremo. Em geral, os extremos se configuram quando ocorrem eventos ENOS fortes (fase fria ou quente), e/ou associação do ENOS com anomalias da TSM do Atlântico (TOMASELLA et al, 2010; MARENGO et al., 2011). Além disso, a correspondência de fase entre o sinal do ENOS e da ODP também devem ser consideradas (ANDREOLI e KAYANO, 2005).

4 CONCLUSÕES

A presente pesquisa identificou a influência dos modos de variabilidade climática ao longo de 50 anos para o estado do Acre, e constitui o primeiro estudo que analisa a ocorrência de eventos extremos em um longo prazo e com regular distribuição espacial especificamente para essa região.

A análise de agrupamento permitiu identificar estatisticamente quatro grandes grupos espaciais que apresentaram anomalias de precipitação relativamente homogêneas, com um padrão zonal e outro meridional cuja variação está relacionada ao ciclo de monções da América do Sul.

Os principais ciclos harmônicos das anomalias de precipitação foram relacionados à variabilidade interanual, decadal e multidecadal das TSM do Atlântico e do Pacífico. Os harmônicos com períodos multidecadais (25 a 50 anos) podem estar associados aos modos de variabilidade ODP, enquanto aqueles decadais (10 a 12,5 anos) podem estar relacionados ao padrão dipolo do Atlântico. Já os intervalos interanuais curtos (2,5 a 4,5 anos) provavelmente referem-se aos eventos de ENOS ou ao GIA.

A análise harmônica espectral mostrou-se adequada para identificar a frequência do sinal da anomalia, ou seja, se anomalia de precipitação padronizada é positiva ou negativa. No entanto, tal ferramenta não foi capaz de estimar precisamente a intensidade do SPI.

Nesse sentido, as anomalias de precipitação que apresentaram periodicidade natural só se tornaram eventos extremos devido a uma complexa combinação de variáveis meteorológicas, as quais não foram avaliadas conjuntamente na análise espectral. Para contornar esse problema, foi realizada uma análise qualitativa da ocorrência de eventos extremos, o que permitiu a identificação de um padrão conceitual sobre a relação entre estes eventos e os modos de variabilidade climática. Diante disso, verificou-se que:

- O Atlântico teve maior influência sobre a precipitação do que o Pacífico. Assim, a maior parte dos eventos de estiagem, tanto na estação chuvosa (exceto para o Grupo 4) quanto na seca (todos os grupos), ocorreram em anos cujo GIA foi positivo, enquanto os eventos úmidos foram detectadas quando este gradiente se apresentou negativo, independentemente do sinal do ENOS.
- Para as regiões que correspondem os Grupos 1, 2 e 3 houve um padrão inverso de resposta de precipitação em relação ao ENOS, quando comparado com a Amazônia Norte e Oriental. Assim, foram identificadas anomalias negativas de precipitação durante eventos de La Niña e positivas durante eventos de El Niño para as estações seca e chuvosa, em situação de GIA neutro.
- Para a região que corresponde ao Grupo 4, durante a estação chuvosa, o padrão do ENOS foi oposto ao das demais regiões e prevaleceu sobre o sinal do GIA.
- Quando o Atlântico permaneceu neutro, os eventos de ENOS em fase com a ODP, reforçaram a ocorrência de eventos extremos de precipitação, positivos ou negativos.

Essa pesquisa fornece informações sobre os padrões de variabilidade natural do clima, e contribui para o estabelecimento de estratégias de prevenção e adaptação aos eventos extremos, de forma minimizar os seus impactos em relação à agricultura, à pecuária, às florestas, aos sistemas de transportes, às habitações e à saúde humana.

No entanto, o desenvolvimento deste trabalho, ao responder as questões propostas, levantou novas perguntas. Existem outras variáveis que influenciam naturalmente a ocorrência e a intensidade dos eventos extremos. Diante disso, a identificação do padrão de resposta das anomalias de precipitação em relação aos sistemas meteorológicos de meso-escala e escala local adquire grande importância. Ao mesmo tempo, a interferência antrópica na geração de cenários extremos, ou na intensificação dos mesmos, não pode ser descartada e carece de estudos conclusivos.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, R.G; ANDREOLI, R. V; CANDIDO, L.A; KAYANO, M.T; SOUZA, R.A.F. A influência do evento El Niño – Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul, **Acta Amazônica**, v.43, n. 4, p.469 – 480, 2013.
- ABRAMOWITZ, M.; STEGUN, I. A. **Handbook of mathematical functions with formulas, graphs, and mathematical tables**. New York: Dover, 1965. 1046 p.
- ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. Enso Related Rainfall Anomalies in South America and Associated Circulation Features During Warm and Cold Pacific Decadal Oscillation Regimes. **International Journal Climatology**, v. 25, p.2017–2030, 2005.
- BROWN, D. J; COMRIE, A. C. A winter precipitation ‘dipole’ in the western United States associated with multidecadal ENSO variability. **Geophysical Research Letters**, v.31, p.L09 203, 2004.
- BRYANT, E. **Natural Hazards**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.
- CARVALHO, L. M. V; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88–108, 2004.
- CHESSA, P.A.; CESARI, D.; DELITALA, A.M.S. Mesoscale precipitation and temperature regimes in Sardinia (Italy) and their related synoptic circulation. **Theoretical and Applied Climatology**, v.63, p.195-221, 1999.
- COELHO, C. A. S; COSTA, S. M. S; FREITAS, S.R. O efeito do aerossol na formação de nuvens – o caso das secas de 2005 e 2010. In: **Secas na Amazônia: Causas e Consequências**, BORMA, de S. L.; NOBRE, C.A. (Org.). Oficina de Textos Press: São Paulo, Brasil, 2013, p.117-121.
- COX, P.M.; HARRIS, P.P.; HUNTINGFORD, C.; BETTS, R.A.; COLLINS, M.; JONES, C.D.; JUPP, T.E.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. **Nature**, v.453, p. 212-215, 2008.
- ENFIELD, D.B.; MESTAS-NUNEZ A.; MAYER, D.A; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C4, p. 7841-7848, 1999.
- ENFIELD, D.B.; MESTAS-NUNEZ A. M.; TRIMBLE. The Atlantic multidecadal oscillation and it's relation to rainfall and river flows in the continental U.S. **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 2077-2080, 2001.
- ESPINOZA, J.C.; MARENGO, J.A.; RONCHAIL, J.; MOLINA, J.; NORIEGA, L.; GUYOT, J.L. The extreme 2014 flood in South-Western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. **Environ. Res. Lett.**, v. 9, p. 124007, 2014.
- ESPINOZA, J.C; RONCHAIL, J.; GUYOT, J.L.; JUNQUAS, C.; VAUCHEL, P.; LAVADOW; DRAPEAU, G.; POMBOSA, R. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): understanding the exceptional 2010 drought. **Geophys. Res. Lett.**, v.38, n.13, L13406, 2011.
- FERREIRA, S. A.; GAN, M.A. Intraseasonal variability in the South American monsoon system. **Atmospheric Science Letters**, v. 12, p. 253-260, 2011.
- FICHTLER, E.; CLARCK, A.; WORBES, M. Age and long-term growth of trees in an old-growth Tropical rain Forest, bases on analyses of tree rings and 14C. **Biotropica**, v.35, n.3, p.306-317, 2003.
- GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG P. The preconditioning role of tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. **Clim Dyn**, v. 22, p.839–855, 2004.

- HERVADA-SALA C. e JARAUTA-BRAGULAT, E. A program to perform Ward's clustering method on several regionalized variables. **Computers & Geosciences**, v.30, p. 881–886, 2004.
- JENKINS, H.S. **Amazon Climate Reconstruction Using Growth Rates and Stable Isotopes of Tree Ring Cellulose from the Madre de Dios Basin, Peru**. 2009. Dissertation, Department of Earth & Ocean Sciences, Duke University, Durham, North Carolina, US.
- KOUSKY, V. E; KAGANO, M. T; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation - oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36, p. 490–504, 1984.
- LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, p. 2988-3005, 1995.
- LI, W.H.; FU, R.; DICKINSON, E. Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC-AR4. **Journal of Geophysical Research Atmosphere**, v. 111, p. D02111, 2006.
- LYRA, G. B.; GARCIA, B. I. L.; PIEDADE, S. M. S.; SEDIYAMA, G. C.; SENTELHAS, P. C. Regiões homogêneas e funções de distribuição de probabilidade da precipitação pluvial no Estado de Táchira, Venezuela. **Pesquisa Agropecuária Brasileira** (Impressa), v. 41, n.2, p. 202-215, 2006.
- LYRA, G. B.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; ZERI, M. Cluster analysis applied to the spatial and temporal variability of monthly rainfall in Alagoas state, Northeast of Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 34, p. n/a-n/a, 2014.
- MANTUA, N.J., HARE, S.R., ZHANG, Y., WALLACE, J. M., FRANCIS, R. C. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production, **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.
- MARENGO, J. A; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v.6, n.4, p. 617-627, 1993.
- MARENGO J A. Inter-decadal variability and trends in rainfall in the Amazon basin. **Theor. Appl. Climatol.** v.78, 79–96, 2004.
- MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M.F.; OYAMA, M.D. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. **Phil Trans Roy Soc B**, v. 363, p. 1773–1778, 2008.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalysis: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.
- MARENGO, J. A., TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region, **Geophys. Res. Lett.**, v. 38, n.12, L12703, 2011.
- MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration to the time scales. In: CONFERENCE ON APPLIED CLIMATOLOGY, 8, 1993, Anaheim, CA. Proceedings. Boston: American Meteorological Society, p. 179-184, 1993.
- MEADE, R.H. Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil. **Environmental Geology and Water Sciences**, v.18, n.2, p.105-114, 1991.
- MEGGERS, B. J. Archeological evidence for the impact of MegaNino events on Amazonia during the past two millennia. **Climate Change**, v.28, n.4, p.321-328, 1994.
- MOLION, L. C. B. Aquecimento Global, El Niños, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico. **Revista Climanalise**, Ano 03, nº1, p.1-5, 2005.
- MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da Região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p.107- 117, 1987.
- MOREIRA, E. E.; MARTINS, D. S.; PEREIRA, L. S. Assessing drought cycles in SPI time series using a Fourier analysis. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, v. 15, p. 571–585, 2015.

ROCHA, E. J. P. **Balanço de umidade e influência de condições de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia.** 2001. 210 p. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. São José dos Campos-SP.

RONCHAIL, J.; BOURREL, L.; COCHONNEAU, G.; VAUCHEL, P.; PHILLIPS, L.; CASTRO, A.; GUYOT, J.L., DE OLIVEIRA, E. Climate and inundations in the Mamoré basin (South-Western Amazon – Bolivia). **J. Hydrol.** v. 302, p. 223–238, 2005.

RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; MOLINIER, M.; GUYOT, J.L.; DE MIRANDA CHAVES, A.G.; GUIMARÃES, V.; DE OLIVEIRA, E. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and tropical Atlantic Oceans. **Int. J. Climatol.**, v. 22. p. 1663–1686, 2002.

RONCHAIL, J.; GALLAIRE, R. ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. **Int. J. Climatol.**, v. 26, p. 1223–1236, 2006.

RONCHAIL, J.; GUYOT, J.L.; ESPINOZA, J.C.; FRAIZY, P.; COCHONNEAU, G.; OLIVEIRA, E.; FILIZOLA, N.; ORDOÑEZ, J. Impact of the Amazon tributaries on flooding in Óbidos. **IAHS Publ.**, v. 308, p. 220–225, 2006.

SANTOS, E. B.; LUCIO, P.S.; SILVA, C.M.S. Precipitation regionalization of the Brazilian Amazon. **Atmos. Sci. Let.**, RMetS, 2014.

SATYAMURTY, P.; WANZELER DA COSTA, C.P.; MANZI, A.O. Moisture sources for the Amazon basin: a study of contrasting years. **Theor.Appl. Climatol.**, v. 111, p.195–209, 2013.

SEILER, C.; HUTJES, R. W. A; KABAT, P. Climate variability and trends in Bolivia. **J. Appl. Meteorol. Climatol.**, v. 52, p. 130–146, 2013.

SHEFFIELD, J.; WOOD, E. F. **Drought: Past Problems and Future Scenarios.** London and Washington: Earthscan, DC, 2011. 211 p.

SIQUEIRA, A. H. B. e MOLION, L. C. B. MOLION. Análises climáticas: o filtro Hodrick-Prescott aplicado aos índices atmosféricos da Oscilação Sul e da Oscilação do Atlântico Norte. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 3, 307 - 318, 2015.

SOUZA, E.B.; NOBRE, P. Uma Revisão sobre o Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13, n.1, p. 31-44, 1998.

THOM, H. C. S. **Some methods of climatological analysis.** Geneva: World Meteorological Organization, WMO. Technical note, 81, 1966. 53 p.

TOMASELLA, J.; BORMA, L.S.; MARENGO, J.A.; RODRIGUEZ, D.A.; CUARTAS, LA, NOBRE, C.A, PRADO, M.C.R. The droughts of 1996–1997 and 2004–2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem. **Hydrol. Processes**, v.25, p.1228–1242, 2011.

VICENTE-SERRANO, S. M.; CHURA, O.; LÓPEZ-MORENO, J. I.; AZORIN-MOLINA, C.; SANCHEZ-LORENZO, A.; AGUILAR, E.; MORAN-TEJEDA, E.; TRUJILLO, F.; MARTÍNEZ, R.; NIETO, J.J. Spatio-temporal variability of droughts in Bolivia: 1955–2012. **Int. J. Climatol.**, 2014.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMBRIZZI, T.; AMADOR, J.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE; SILVA DIAS, P. L; ZHANG, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4977-5000, 2006.

WAINER, I.; SERVAIN, J.; CLAUZET, G. Is the decadal variability in the tropical Atlantic a precursor to the NAO? **Ann. Geophys.**, v.26, p. 4075–4080, 2008.

WANG, S.; HUANG, J.; HE, Y.; GUAN, Y. Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Niño-Southern Oscillation on Global Land Dry–Wet Changes. **Scientific Reports** 4, 2014.

WILKS, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences:** an introduction. Vol. 59, Academic Press: San Diego, 1995, 467 pp.

WILLIAMS, E.; DALL’ANTONIA A.; DALL’ANTONIA, V.; ALMEIDA, J.; SUAREZ, F.; LIEBMANN, B.; MALHADO, A. C. M. The drought of the century in the Amazon basin: an

analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926. **Acta Amazonia**, v. 35, n. 2, p. 231–238, 2005.

WILHITE, D. A.; BUCHANAN-SMITH, M. Drought as hazard: Understanding the natural and social context. In: **Drought and Water Crises**, edited by: Wilhite, D. A., CRC Press, Boca Raton, 2005, p. 3–29.

WOLTER, K.; TIMLIN, M.S. Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank? **Weather**, v. 53, p. 315-324, 1998.

YOON, J. H.; ZENG, N. An Atlantic influence on Amazon rainfall. **Clim Dyn**, vol. 34, p. 249–264, 2010.

ZENG, N.; YOON, J. H.; MARENGO, J. A.; SUBRAMANIAM, A.; NOBRE, C. A.; MARIOTTI, A.; NEELIN, J. D. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. **Environ Res Lett**, v. 3, p. 014002, 2008.

CAPÍTULO III

MODELAGEM DA SUSCETIBILIDADE A INCÊNDIOS NO ESTADO DO ACRE

RESUMO

Os incêndios florestais provocam inúmeros danos ambientais e socioeconômicos na região Amazônica, por isso a compreensão dos fatores que controlam a sua ocorrência e severidade assume grande importância. Nesse sentido, este trabalho possui os seguintes objetivos: i) identificar o comportamento sazonal e espacial dos focos de calor no estado do Acre no período de 2004 e 2010; ii) analisar a relação entre as anomalias de precipitação e o número e distribuição espacial dos focos de calor; iii) Identificar as co-variáveis climáticas, ambientais e antrópicas que mais contribuem para a ocorrência de incêndios no estado e gerar um modelo de suscetibilidade ao fogo por meio do algoritmo *Random Forest*. Para tal, foram utilizados dados de focos de calor dos satélites de referência. Para análise sobre a influência da precipitação na ocorrência e distribuição de focos de calor no estado, foram utilizados dados do modelo climático de precipitação do GPCC, no período de 1948 a 2010. A partir desses dados quantificou-se o déficit ou o excesso de precipitação através do Índice de Precipitação Padronizado (SPI), o qual foi interpolado através de krigagem. A modelagem da suscetibilidade a incêndios foi realizada para 2009 e 2010 com buffers de exclusão de 1 km e 4 km. Para tal inicialmente foi realizada uma mineração de dados (*Data Mining*) com 42 co-variáveis que refletiram os aspectos climáticos, ambientais e antrópicos. O desempenho dos modelos foi analisado de acordo com o índice Kappa e comparado pelo Teste Z. Verificou-se que tanto o equilíbrio entre o número de amostras para áreas com presença ou ausência de fogo, quanto o aumento do limiar de exclusão, interferem no desempenho geral dos modelos, sendo que esse último parâmetro revelou-se mais importante para os anos analisados. Além disso, o aumento do número de co-variáveis para a composição do modelo não se refletiu significativamente na melhoria do seu desempenho. A utilização de um modelo geral de suscetibilidade a incêndio (MGSI) permitiu com que o seu grau de previsibilidade fosse avaliado para os anos posteriores (2011 a 2015). A distribuição dos focos por classes de predição mostrou que o modelo proposto apresentou alta concordância com a distribuição dos focos ao longo dos cinco anos, onde mais de 80% dos focos ocorreram na classe $\geq 0,9$ de probabilidade de suscetibilidade. Verificou-se que, embora a estiagem propicie um aumento do número de focos de calor, o seu padrão espacial está mais relacionado a fatores antrópicos, tais como a proximidade de áreas já desmatadas. Os resultados apresentados podem ser úteis para o desenvolvimento de políticas de gestão mais adequadas para essa região, de forma a contribuir para o monitoramento, prevenção e combate aos incêndios nas áreas potencialmente mais críticas.

Palavras-chave: Índice de Precipitação Padronizado (SPI), *Random Forest*; desmatamento; focos de calor

ABSTRACT

Forest fires cause numerous environmental and socioeconomic damage in the Amazon region, so an understanding of the factors controlling the occurrence and severity is very important. In this sense, this study has the following aims: i) identify the seasonal and spatial behavior of the hot spots in the state of Acre in 2004 and 2010 period; ii) to analyze the relationship between precipitation anomalies and the number and spatial distribution of the hot spots in the state; iii) Identify climate, environmental and anthropogenic co-variables that contribute most to the occurrence of fires in the state and generate a model susceptibility to fire through the Random Forest algorithm. To do this, heat the reference satellites for analysis of influence of precipitation on the occurrence and distribution of hotspots foci of data were used in the state of the climate model of the GPCC precipitation data were used in the 1948-2010 period. with the deficit up quantified data or excess rainfall through the Standardized precipitation Index (SPI), which was interpolated by kriging. The modeling of the susceptibility to fires took place in 2009 and 2010 was made excluding buffers 1 km and 4 km. For such a Data Mining was performed with 42 co-variables that reflect the climatic, environmental and man-made. The performance of the models was analyzed according to the Kappa index and compared by pattern Z. It was found that both the balance between the number of samples for areas with presence or absence of fire, as the increase in exclusion threshold, interfere with the performance general models, with the latter parameter proved to be more important for the years analyzed. Furthermore, increasing the number of co-variables for the model composition is not significantly reflected in improving their performance. The use of a general model of fire susceptibility (MGSI) allowed that their degree of predictability to be estimated for the years (2011-2015). The distribution of outbreaks by prediction classes showed that the proposed model showed good agreement with the distribution of outbreaks over the five years, where more than 80% of the outbreaks occurred in the class $\geq 0,9$ probability of susceptibility. It was found that although the drought triggers an increase in the number of hot spots, its spatial pattern is more related to human factors such as proximity to areas already cleared. These results can be useful for the development of more appropriate management policies for the region, in order to contribute to the monitoring, preventing and fighting fires in potentially critical areas.

Keywords: Standardized Precipitation Index (SPI), Random Forest; deforestation; hotspots

1 INTRODUÇÃO

A Floresta Amazônica é conhecida por ser resistente à seca sazonal, constituindo-se numa barreira natural à propagação do fogo. Porém, a ocorrência de eventos climáticos extremos, que afetam o padrão da precipitação pluvial, diminui a capacidade de resiliência da floresta (BROWN et al, 2006; ARAGÃO et al., 2008; SCHROEDER et al, 2009; SOARES FILHO et al, 2012).

Este cenário é preocupante, pois diversos estudos (MARENGO et al., 2008; ZENG et al., 2008; YOON et al., 2010, LEWIS et al., 2011; MARENGO et al., 2011.) apontam que, diante das mudanças climáticas globais e da variabilidade natural do clima, eventos extremos se tornarão cada vez mais frequentes.

Paralelamente à questão climática, o intenso processo de desmatamento e de degradação da floresta também contribui para a diminuição da resistência das fitofisionomias aos períodos de estiagem, o que as torna mais vulneráveis à propagação de incêndios (ARAGÃO et al., 2008; COCHRANE e BARBER, 2009; DAVIDSON et al., 2012; ARAGÃO et al., 2014).

Esse processo se inicia com a floresta intacta, passa pela exploração da madeira até a conversão florestal para atividades agropecuárias. Estes estágios podem demorar alguns anos, sendo o uso do fogo uma prática recorrente, seja para as etapas da conversão florestal em si, seja para a limpeza e manutenção do terreno de áreas já desmatadas (COCHRANE e LAURANCE, 2002; INPE, 2013).

A probabilidade de ocorrência de um incêndio é resultado da existência de uma fonte de ignição e de condições adequadas para a propagação do fogo. Esses aspectos podem ser avaliados antes da estação do fogo, pois diversos fatores tais como topografia, infraestrutura, uso do solo, entre outros, permanecem relativamente constantes, o que favorece a identificação a longo prazo das áreas mais suscetíveis a queimar (SAN-MIGUEL-AYANZ et al., 2003). Nesse sentido, ao longo dos últimos anos, diversos trabalhos desenvolveram modelos de risco de incêndios florestais para a Amazônia, baseados em diferentes metodologias e seleção de variáveis preditoras, sendo as técnicas de regressão as mais utilizadas.

Por exemplo, Alencar et al (2004) por meio de regressão logística realizaram uma modelagem da ocorrência de incêndios florestais de sub-bosque, para a Amazônia Centro-Oriental em anos com e sem ocorrência de El Niño. Neste modelo foram considerados o tamanho e a forma dos fragmentos florestais, o empobrecimento da floresta através da exploração madeireira, a presença de assentamentos e poços de carvão, a proximidade de estradas e bordas florestais, entre outros.

De forma similar, Arima et al. (2007) desenvolveram um modelo de risco de incêndios para a Amazônia, que considera a existência de unidades de conservação, estradas e variáveis econômicas como o preço da carne bovina e da soja. Sob o aspecto climático, Chen et al. (2011) , propuseram um modelo que estima a severidade da estação do fogo na Amazônia, baseado em informações da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) dos oceanos Atlântico e Pacífico.

Em uma perspectiva futura, Silvestrini et al. (2011), usaram variáveis antrópicas, biofísicas e déficit de pressão de vapor e regressão logística para estimar a probabilidade de fogo na Amazônia até 2050, por meio de simulações que consideram cenários futuros de mudanças climáticas, desmatamento e expansão de estradas. Já Maeda et al (2009) utilizaram Redes Neurais Artificiais (RNA) para detectar áreas de alto risco de incêndio florestal em municípios amazônicos situados no norte do estado do Mato Grosso. Estes autores usaram como variável preditora apenas dados de NDVI do sensor MODIS / TERRA-AQUA.

A nível mundial, além das técnicas já mencionadas, o algoritmo *Random Forest* tem se destacado por gerar modelos com alta capacidade preditiva em relação ao risco de incêndios (CORTEZ e MORAIS, 2007; OLIVEIRA et al., 2012; LEUENBERGER et al., 2013; CASTELLI et al., 2015; POURTAGHI et al., 2016).

Até o momento, nenhum estudo de modelagem do fogo foi desenvolvido especificamente para o Acre, estado que registra a ocorrência de inúmeros danos ambientais e socioeconômicos provocados pelos incêndios florestais, apesar de ainda possuir aproximadamente 90% do seu território conservado (ACRE, 2013). Nesse sentido, diante da grande extensão territorial e diversidade da Amazônia, a modelagem a nível estadual pode aperfeiçoar a previsão e a compreensão dos fatores que controlam a ocorrência e a severidade dos incêndios, de forma a minimizar os impactos negativos para as populações e ecossistemas locais. Assim, esse trabalho tem os seguintes objetivos:

- Identificar o comportamento sazonal e espacial dos focos de calor no estado do Acre, entre os anos de 2004 e 2010.
- Analisar a relação entre as anomalias de precipitação e o número e distribuição espacial dos focos de calor no estado.
- Identificar as co-variáveis climáticas, ambientais e antrópicas que mais contribuem para a ocorrência de incêndios no estado e gerar um modelo suscetibilidade ao fogo por meio do algoritmo *Random Forest*.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Identificação dos incêndios

A possível ocorrência de incêndios florestais e/ou queimadas foi estimada por meio de dados de focos de calor disponibilizados gratuitamente pelo site <www.dpi.inpe.br/proarco/bdqueimadas/>. Um foco de calor é um pixel com temperatura superior a 47°C, diagnosticados por sensores que operam na faixa termal (3,7 µm a 4.1 µm do espectro ótico) (INPE, 2013).

Os dados foram derivados das imagens do sensor AVHRR do satélite NOAA-12 e do sensor MODIS do satélite AQUA M-T⁴, com resolução espacial de 1 km². Apesar de estarem disponíveis dados de focos de diversos outros satélites, selecionou-se apenas estes dois para evitar com que um mesmo foco fosse contabilizado duas vezes, o que levaria a uma superestimativa dos mesmos. Além disso, estes são os satélites de referência utilizados pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) para a construção da série temporal de focos.

É importante ressaltar que a utilização de focos de calor para realizar estudos sobre queimadas e incêndios, apesar de válida, apresenta limitações. Essas decorrem do fato de que o foco de calor (pixel) pode detectar a existência de fogo, mas não é capaz de mensurar a área afetada (INPE, 2013). Além disso, diversos estudos apontam que no estado do Acre, muitos focos de calor registrados não correspondem a incêndios/queimadas reais (erros de comissão) enquanto outros inúmeros eventos reais não são registrados (erros de omissão) (SHELHORST, 2003; PANTOJA et al., 2005).

Devido à resolução espacial dos sensores utilizados, para que uma queimada/incêndio possa ser detectado, eles precisam ter no mínimo 30 m x 1 m. Isso incorre em duas limitações: 1) um pixel pode ter várias pequenas queimadas/incêndios, mas apenas um foco será identificado; 2) uma queimada/incêndio com área maior que 1 km² será detectada como mais de um foco de calor. Além disso, há uma imprecisão associada à localização dos focos de calor. Os estudos de validação indicam um erro médio de 400 m, com aproximadamente 80% dos focos localizados em um raio de 1 km da coordenada indicada, e o restante pode alcançar até 4 km de erro (INPE, 2013).

Apesar dessas limitações, a identificação numérica de focos de calor pode ser considerada satisfatória para avaliar os padrões espaciais e temporais da ocorrência fogo em áreas de difícil acesso (SCHROEDER et al., 2009).

2.2 Identificação de Padrões de Anomalias de Precipitação no Estado do Acre

Para quantificar o déficit ou o excesso de precipitação no estado do Acre, utilizou-se o Índice de Precipitação Padronizado (SPI), gerado a partir do modelo climático de precipitação do GPCC, com dados de 1961 a 2010.

4 Entre janeiro de 2004 a 09/agosto/2007 utilizou-se dados do NOAA12 e de 10/agosto de 2007 a dezembro de 2010, utilizou-se dados do AQUA M-T. O horário de passagem destes satélites era/ é semelhante (no final da tarde), o que mantém mesmo padrão de amostragem temporal e permite a análises de tendências. Além disso, o horário de detecção contribui para minimizar as falsas detecções decorrentes de reflexos do Sol na superfície terrestre. A substituição só foi realizada porque o NOAA-12 só operou até 09/agosto/2007), mas as diferenças de sensibilidade entre os sensores foram compensadas de modo a manter contínuo o padrão de detecção (INPE, 2013).

O SPI é um índice utilizado para identificar anomalias de precipitação em relação à média. Os dados de precipitação são ajustados através da função de densidade de probabilidade gama, e transformados para uma distribuição normal padronizada, a qual apresenta média 0 (zero) e variância 1(um). Assim, esse índice representa o número de desvios padrão da precipitação em relação à média climatológica, conforme descrito no Capítulo II. Os dados foram interpolados através de Krigagem pelo método Gaussiano, com resolução de 1 km. Uma descrição detalhada da análise geoestatística utilizada para interpolação do SPI é apresentada no Apêndice da Tese.

2.3 Processo de modelagem da suscetibilidade a incêndios

A modelagem da suscetibilidade a incêndios foi realizada para os anos de 2009 e 2010. O processo foi dividido em quatro etapas: i) Preparação dos dados; ii) Seleção das co-variáveis mais importantes, Treinamento e Classificação; iii) Avaliação do desempenho dos modelos; iv) Análise da concordância entre a predição do modelo selecionado e os focos de calor dos anos subsequentes. Estas etapas são descritas a seguir.

2.3.1 Preparação dos dados

Os dados de focos de calor acumulados entre os anos de 2004 e 2010 foram sobrepostos ao limite do estado do Acre. Diante da imprecisão da localização dos focos, dois buffers foram gerados, um de 1 km e outro de 4 km em relação aos dados acumulados. Tal procedimento foi realizado para gerar uma zona de exclusão, de forma evitar que a amostragem aleatória feita para a classe não fogo posicionasse pontos muito próximos a aqueles que foram amostrados como fogo. Para efeito de modelagem as amostras da variável dependente definida como fogo, foram representadas pelos focos de calor entre julho e novembro de 2009 e 2010.

A partir de várias bases de dados foram selecionadas 42 co-variáveis que representam aspectos antrópicos, climáticos e ambientais (físicos e vegetação). Para tal, considerou-se a potencial relevância da respectiva co-variável para a ocorrência de incêndios florestais, com base na revisão da literatura e também na disponibilidade dos dados para a região de estudo. Todas as co-variáveis foram integradas num Sistema de Informação Geográfica Sistema (SIG) e transformadas para o formato raster com resolução de 1 km.

Para a obtenção das co-variáveis independentes, foi gerado um arquivo de 1000 pontos de amostras aleatórias para os respectivos anos. Em seguida, os focos de calor e as amostras aleatórias foram sobrepostos aos arquivos raster das co-variáveis independentes, onde, através da ferramenta *Spatial Analyst Tools < Extraction <Extraction Multi Value To Points* do *ArcGis 10.3*, foram extraídos valores de atributos das co-variáveis em estudo.

As co-variáveis inicialmente utilizadas e suas características são descritas a seguir.

a) Co-variáveis antrópicas

Diversos estudos apontam que o fogo na região amazônica não é um processo natural e está relacionado à presença humana (ALENCAR et al, 2004; ARRIMA et al, 2007; ARAGÃO et al, 2008; VASCONCELOS et al, 2008). No estado do Acre, embora a densidade populacional seja baixa, quando comparado a outros estados brasileiros (IBGE, 2010); a população se concentra especificamente em algumas áreas, em geral próximas aos rios e estradas. Assim, o papel antrópico para o processo de predição de incêndios, foi identificado a partir da Distância Euclidiana (DE) em relação a: assentamentos de reforma agrária; unidades de conservação; fazendas; seringais, terras indígenas; rios, estradas (pavimentadas e não pavimentadas); núcleos populacionais em geral; núcleos de comunidades indígenas e núcleos de comunidades em unidades de conservação. Estes dados foram obtidos da base cartográfica do estado, gentilmente disponibilizada pela Secretaria de Estado e Meio Ambiente do Acre (SEMA).

Além disso, o uso e cobertura do solo foi caracterizado pela utilização de dados oriundos do Programa de Detecção do Desmatamento (PRODES) e do TerraClass ambos disponibilizados gratuitamente pelos sites < <http://www.dpi.inpe.br/prodesdigital/prodes.php>> e <http://www.inpe.br/cra/projetos_pesquisas/terraclass.php#>, respectivamente.

O PRODES tem como objetivo fazer um levantamento da mudança do uso do solo na Amazônia Legal com periodicidade anual. Para tal, utiliza imagens do sensor TM (LANDSAT) com resolução espacial de 30 m e produz mapas com polígonos de áreas desmatadas iguais ou maiores que 6 ha. São identificadas apenas as áreas que tenham sofrido desmatamento por corte raso, ou seja, o desmatamento total (INPE, 2013). No presente trabalho foram utilizados dados do desmatamento acumulado para os anos de 2009 e 2010.

O TerraClass é um programa complementar ao PRODES que surgiu pela necessidade de qualificar o que ocorre após o desflorestamento, de forma a promover um melhor entendimento dos processos que o condicionam. Assim, por meio de imagens do sensor TM (LANDSAT) com resolução espacial de 30 m, o TerraClass mapeia o uso e a cobertura da terra das áreas que foram previamente identificadas como desmatadas. O programa identifica as seguintes classes de uso e cobertura do solo:

Tabela 1. Classes de uso e cobertura do solo identificadas pelo TerraClass

Classe	Característica
Floresta	Vegetação arbórea pouco alterada ou inalterada, com formação de dossel contínuo (espécies nativas e com padrões fito fisionômicos próximos ao clímax.). Corresponde a área de floresta primária também utilizada pelo PRODES.
Não Floresta	Vegetação pertencente a diferentes fitofisionomias não florestais, tais como Campinaranas, Savana Arbóreo-Arbustiva, etc. Corresponde a área de não floresta identificada pelo PRODES.
Hidrografia	Presença de corpos hídricos referente à máscara do PRODES.
Desmatamento	Polígonos compilados do PRODES, referentes ao mapeamento das áreas desflorestadas no respectivo ano, cujo uso e ocupação não foram identificados, uma vez que o corte raso da floresta havia acabado de ser mapeado e contabilizado, logo ainda não havia uma categoria de uso definida para caracterização dos mesmos.
Vegetação secundária	Áreas que, após a supressão total da vegetação florestal, encontram-se em processo avançado de regeneração da vegetação arbustiva e/ou arbórea.
Regeneração com pasto	Áreas que, após o corte raso da vegetação natural e o desenvolvimento de alguma atividade agropastoril, encontram-se no início do processo de regeneração da vegetação nativa, com domínio de espécies arbustivas e pioneiras arbóreas. Áreas caracterizadas pela alta diversidade de espécies vegetais.
Agricultura anual	Áreas extensas com predomínio de culturas de ciclo anual, sobretudo de grãos, com emprego de padrões tecnológicos elevados.
Mineração	Áreas de extração mineral com a presença de clareiras e solos expostos, o que envolve desflorestamentos nas proximidades de guas superficiais.
Reflorestamento	Áreas que após o corte raso foram reflorestadas com espécies exóticas com a finalidade comercial.
Pasto Limpo	Áreas de pastagem em processo produtivo com predomínio de

	vegetação herbácea, e cobertura de espécies de gramíneas entre 90 e 100%.
--	---

Tabela 1. Continuação

Classe	Característica
Pasto Sujo	Áreas de pastagem em processo produtivo com predomínio da vegetação herbácea e cobertura de espécies de gramíneas entre 50 e 80%, associado a presença de vegetação arbustiva esparsa com cobertura entre 20 e 50%.
Pasto com solo exposto	Áreas que, após o corte raso da floresta e o desenvolvimento de alguma atividade agropastoril, apresentam uma cobertura de pelo menos 50% de solo exposto.
Área urbana	Manchas urbanas decorrentes da concentração populacional formadora de lugarejos, vilas ou cidades que apresentam infraestrutura diferenciada da área rural com adensamento de arruamentos, casas, prédios e outros equipamentos públicos.
Mosaico de ocupações	Áreas representadas por uma associação de diversas modalidades de uso da terra e que devido à resolução espacial das imagens de satélite não é possível uma discriminação entre seus componentes. Nesta classe, a agricultura familiar é realizada de forma conjugada ao subsistema de pastagens para criação tradicional de gado.
Outros	Áreas que não se enquadram nas chaves de classificação e apresentam padrão de cobertura diferenciada de todas as classes do projeto, tais como afloramentos rochosos, praias fluviais, bancos de areia entre outros.
Área não observada	Áreas que tiveram sua interpretação impossibilitada pela presença de nuvens ou sombras, no momento de passagem do satélite.

Fonte: TerraClass (INPE, 2013)

b) Co-variáveis climáticas

As condições meteorológicas influenciam a umidade do combustível, o que interfere na probabilidade de incêndios (NEPSTAD et al., 2007). Nesse sentido foram utilizadas as anomalias de precipitação identificadas pelo SPI (conforme descrito no item 2.2). Foi considerado o SPI anual e o referente as estações seca (JJA) e chuvosa (DJF). Optou-se pela utilização de anomalias em detrimento de dados de precipitação, pois de acordo com Becker et al. (2013) estas apresentam resultados mais acurados para regiões remotas que possuem baixa densidade de estações.

O efeito da temperatura, vento e umidade relativa do ar foram identificados indiretamente por meio de dados mensais de evapotranspiração real (ETr) oriundos do Produto MOD16A2, com resolução de 1 km, disponível em: < http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproducts.php?MOD_NUMBER=16> Este produto mensura a quantidade de água (mm) que uma superfície vegetada transfere para a atmosfera diante das condições atmosféricas e de umidade do solo existentes. As estimativas de ETr são geradas por meio da aplicação do algoritmo ET desenvolvido por Mu et al. (2011).

c) Co-variáveis ambientais (físicas e vegetação)

Diversos estudos apontam que, além das co-variáveis antrópicas e climáticas, aspectos ambientais relacionados à topografia e ao tipo de vegetação também são importantes para a ocorrência de incêndios (CHUVIECO e CONGALTON, 1989; PRUDENTE, 2010; OLIVEIRA et al., 2012; JANBAZ GHOBADI et al., 2012; ESKANDARI e CHUVIECO, 2015).

O efeito da topografia foi identificado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) do SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) Topodata, interpolado para a resolução espacial de 30m, disponível em: <<http://www.dsr.inpe.br/topodata/>>.

A partir do MDE foram geradas outras quatro co-variáveis: orientação das vertentes, curvatura, declividade e drenagens. Estas foram geradas no *ArcGis* 10.3, por meio das ferramentas: *Spatial Analyst Tools >Surface> Aspect; Surface> Curvature; Surface> Slope; Spatial Analyst Tools > Hydrology >Flow Direction/ Sink/ Fill/ Flow Direction/ Flow Accumulation*; respectivamente.

As informações de altimetria do MDE, orientação e declividade foram incorporadas ao modelo considerando-se o seu valor numérico, enquanto à curvatura foi categorizada em plana, côncava e convexa. Em relação às drenagens, considerou-se o valor em metros da distância euclidiana.

Além disso, o desnível relativo do terreno em relação às drenagens também foi considerado por meio dos dados em grade da co-variável *Height Above Nearest Drainage* (HAND), disponíveis em:< <http://www.dpi.inpe.br/Ambdata/hand.php>>. Esta co-variável é gerada pela implementação do algoritmo HAND sobre os dados do SRTM Topodata. Este algoritmo, desenvolvido por Rennó et al (2008), considera o fluxo unidirecional da água para indicar o seu caminho preferencial até a drenagem mais próxima. Para tal, define-se um limiar referente à área de contribuição mínima a partir do qual se iniciam às drenagens. As grades estão disponíveis em três limiares (500, 100 e 50), sendo que quanto menor o limiar maior será o detalhamento da rede de drenagem. Diante disso, nesse trabalho foram utilizados dados em grade com limiar 50.

Segundo Rennó et al. (2008) a distância vertical à drenagem mais próxima mensura de forma indireta a profundidade do lençol freático, o que revela a disponibilidade da água no solo. Assim, valores de HAND próximos de zero indicam áreas onde o lençol está próximo a superfície, ou seja, áreas onde o solo está próximo à saturação. Valores altos desta variável definem regiões cujo lençol freático é mais profundo, ou seja, áreas possivelmente bem drenadas.

Paralelamente aos dados derivados do MDE, também foram utilizadas informações sobre as classes de solo existentes no estado do Acre. Nesse sentido, acredita-se que as características pedogenéticas podem refletir condições de maior ou menor disponibilidade de água para a vegetação, o que influenciará na sua suscetibilidade ao fogo.

O mapa de solos do estado do Acre foi elaborado na escala 1: 250.000 e classificado segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013). No mapa, os solos são categorizados até a 4ª componente, porém, para fins de simplificação, neste trabalho foram consideradas apenas as duas primeiras componentes. As classes da 1ª e 2ª componente do mapa de solos são apresentadas nas Tabelas 2 e 3, respectivamente.

Tabela 2. Classes da 1ª Componente do Mapa de solos do Acre

1ª Componente
AGUA
ARGISSOLO AMARELO Alumínico
ARGISSOLO AMARELO Distrófico
ARGISSOLO AMARELO Distrófico plúntico
ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico
ARGISSOLO VERMELHO Alumínico
ARGISSOLO VERMELHO Distrófico
ARGISSOLO VERMELHO Distrófico plúntico
ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico típico
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Alumínico
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico plúntico
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Eutrófico
ARGISSOLO VERMELHO AMARELO Eutrófico típico
CAMBISSOLO HÁPLICO Alumínico
CAMBISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico
CAMBISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico vertissólico
GLEISSOLO MELÂNICO Alumínico típico
GLEISSOLO MELÂNICO Ta Distrófico típico
GLEISSOLO MELÂNICO Ta Eutrófico
GLEISSOLO MELÂNICO Tb Distrófico
LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico
LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico
LUVISSOLO HAPLICO Órtico
LUVISSOLO HÁPLICO Órtico típico
NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico
NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico
NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico espódico
PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Distrófico abrupto
PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico
PLINTOSSOLO HÁPLICO Eutrófico
PLINTOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico
VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático
VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático típico
VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico

Tabela 3. Classes da 2ª Componente do Mapa de solos do Acre

2ª Componente
AGUA
ARGISSOLO AMARELO Alumínico
ARGISSOLO AMARELO Distrófico
ARGISSOLO AMARELO Distrófico plíntico
ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico
ARGISSOLO VERMELHO Alumínico
ARGISSOLO VERMELHO Distrófico plíntico
ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico abruptico plíntico
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Alumínico
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico plíntico
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Eutrófico
CAMBISSOLO HÁPLICO Alumínico
CAMBISSOLO HÁPLICO Carbonático
CAMBISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico
CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico
GLEISSOLO MELÂNICO Ta Eutrófico típico
GLEISSOLO MELÂNICO Tb Distrófico plíntico
LATOSSOLO AMARELO distrófico
LATOSSOLO VERMELHO Distrófico
LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico
LUVISSOLO CRÔMICO Órtico
LUVISSOLO CRÔMICO Pálico
LUVISSOLO HÁPLICO Órtico
LUVISSOLO HÁPLICO Pálico
NEOSSOLO FLÚVICO Ta Eutrófico gleissólico
NEOSSOLO FLÚVICO Tb Distrófico típico
NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico típico
NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico
PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Alumínico
PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Distrófico
PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Distrófico típico
PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico
PLINTOSSOLO HÁPLICO Eutrófico
VERTISSOLO EBÂNICO Carbonático típico
VERTISSOLO EBÂNICO Órtico

Finalmente, em relação à vegetação foram utilizadas mais três co-variáveis. A fitofisionomia, o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) e o Índice de Vegetação Realçado (EVI). Enquanto a primeira caracteriza o tipo de cobertura, a resposta espectral obtida pelas últimas pode refletir o estresse hídrico da vegetação, o que favorece a propagação do fogo (MAEDA et al, 2009).

As fitofisionomias foram caracterizadas por meio de um mapa elaborado na escala 1: 250.000 para o Zoneamento Ecológico Econômico (ZEE/fase II) do Acre. As classes mapeadas são descritas na Tabela 4.

Tabela 4. Classes do Mapa de Vegetação do Estado do Acre - ZEE fase II

Classe	Código	Características
Área antropizada	Área antropizada	Supressão da vegetação primária
Campinarana	Campinarana	Engloba um complexo mosaico de formações não-florestais com sub-bosque de porte baixo e irregularmente aberto, densidade alta de árvores pequenas e finas e escassez de árvores emergentes. Desenvolve-se sobre solos arenosos extremamente pobres (oligotróficos), na maioria dos casos hidromórficos, e ricos em ácido húmico.
Floresta Aberta com Bambu em Áreas Aluviais	FAB - Aluvial	Ocorre em áreas adjacentes às manchas de vegetação com dominância de Floresta Aberta com Bambu, onde são encontradas as espécies do gênero <i>Guadua</i> . Na Floresta Densa dos terraços, a floresta é caracterizada por um grande número de árvores emergentes de alto porte.
Floresta Aberta com Bambu + Floresta Aberta com Palmeiras	FAB + FAP	Apresenta uma mistura de fisionomias, entre as quais podem ser encontradas a Floresta Aberta com grande concentração de Bambu e a Floresta Aberta com Palmeiras, bem como pequenas manchas de Floresta Densa. A presença de cipós pode ser observada nas áreas próximas aos igarapés.
Floresta Aberta com Bambu + Floresta Aberta com Palmeiras + Floresta Densa	FAB + FAP + FD	Floresta Aberta com Bambu dominando a comunidade e manchas de Floresta Aberta com Palmeiras e Floresta Densa
Floresta Aberta com Bambu + Floresta Densa	FAB + FD	É caracterizada por áreas com grande concentração de bambus e manchas de Floresta Densa, podendo apresentar também pequenas manchas de Floresta

		Aberta com Palmeiras.
--	--	-----------------------

Tabela 4. Continuação

Classe	Código	Características
Floresta Aberta com Palmeiras	FAP	Floresta de dossel aberto com presença de palmeiras, podendo também ser encontradas áreas com cipós.
Floresta Aberta com Bambu Dominante	FABD	A concentração de bambus é grande, sendo que muitas vezes essa espécie alcança o dossel, dominando a vegetação. Podem também ocorrer manchas de Floresta Aberta com menor concentração de bambus e maior número de indivíduos arbóreos, bem como pequenas manchas de Floresta Densa. Nessa fisionomia, o sub-bosque é denso, com árvores de pequeno porte, sendo que os indivíduos arbóreos com Diâmetro à Altura do Peito (DAP) igual a 20 cm são esparsos e pouco frequentes. As palmeiras também são pouco frequentes.
Floresta Aberta Aluvial com Palmeiras	FAP - Aluvial	Ocorre ao longo dos principais rios e alguns de seus afluentes. Em algumas áreas, essa floresta pode ocorrer associada a manchas de Floresta Densa com árvores emergentes e em outras áreas associada a manchas de Floresta Densa com dossel uniforme.
Floresta Aberta com Palmeiras + Floresta Aberta com Bambu	FAP + FAB	É dominada pela Floresta Aberta com Palmeiras, nas quais podem ser encontradas várias espécies de palmeiras com manchas de floresta com sub-bosque de bambu.
Floresta Aberta com Palmeiras + Floresta Aberta com Bambu + Floresta Densa	FAP + FAB + FD	Apresenta dominância da Floresta Aberta com Palmeiras, bem como manchas de Floresta Aberta com Bambu e manchas de Floresta Densa.
Floresta Aberta com Palmeiras + Floresta Densa	FAP + FD	Apresenta dominância da Floresta Aberta com Palmeiras e manchas de Floresta Densa
Floresta Densa + Floresta Aberta com Palmeiras	FD + FAP	Apresenta três estratos definidos: i) o dossel apresentando indivíduos emergentes com altura aproximada de 35 a 40 metros e aspecto aberto, ii) o estrato médio com predominância da espécie breu-vermelho apresentando estrutura fechada e iii) o estrato inferior com

		aspecto aberto ou limpo.
Classe	Código	Características
Floresta Densa	FD	Encontrada na área do Parque Nacional da Serra do Divisor. Nela, as comunidades apresentam árvores emergentes, com aproximadamente 50 metros de altura. Nos dissecados em cristas e colinas, o estrato superior ocorre em grupamentos arbóreos menores e bastante uniformes que atingem aproximadamente 30 metros. Apresenta bastante regeneração arbórea nas diferentes situações topográficas. Nos talvegues, existe um maior número de espécies de porte arbustivo e palmeiras.
Floresta Densa Submontana	FD - Submontana	Apresenta árvores de grande porte, com indivíduos densamente distribuídos quando a altitude é de aproximadamente 600 metros. Ocorrem agrupamentos de árvores emergentes, com altura aproximada de 35 metros. Nas superfícies dissecadas, a floresta é mais baixa de cobertura uniforme, com altura aproximada de 30 metros. O sub-bosque apresenta-se mais aberto nas áreas menos dissecadas e mais denso nos vales.
Floresta Aberta com Palmeiras + Formações Pioneiras	FAP + PAB	Caracterizada pela Floresta Aberta com Palmeiras dominando a fisionomia. Apresenta agrupamentos de palmeiras do gênero <i>Mauritia flexuosa</i> (buriti) nas áreas pioneiras.

Tabela 4. Continuação

Fonte: Zoneamento Ecológico Econômico Fase II (ACRE, 2006)

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) e o Índice de Vegetação Realçado (EVI) foram obtidos por meio do sensor MODIS através do Produto MOD13Q1, com resolução de 250m e um intervalo de 16 dias. O produto é disponibilizado pela Embrapa por meio de uma parceria com [Land Processes Distributed Active Center](https://www.modiscnptia.embrapa.br/geonetwork/srv/pt/main.home) (LP-DAAC) - NASA/EOSDIS, no seguinte endereço: < <https://www.modiscnptia.embrapa.br/geonetwork/srv/pt/main.home> > . O NDVI é uma relação entre a reflectância (ρ) do infravermelho próximo (IVP) e a do vermelho (V), definido pela seguinte equação:

$$NDVI = (\rho_{IVP} - \rho_V) / (\rho_{IVP} + \rho_V) \quad (1)$$

O índice variar entre -1 a +1 (quanto mais próximo de 1, maior a densidade de cobertura vegetal), o 0 representa valor aproximado para ausência de vegetação, ou seja, representa áreas não vegetadas (JENSEN, 2009).

O índice de vegetação melhorado (EVI) otimiza o sinal da vegetação, assim melhora a sensibilidade em regiões com maior densidade de biomassa e reduz as influências

atmosféricas e o efeito do solo (JENSEN, 2009). O EVI é calculado através da seguinte equação (equação 2).

$$EVI = G(\rho_{IVP} - \rho_V) / (L + \rho_{IVP} + C1_{vermelho} - C2_{azul}) \quad (2)$$

Onde: L = fator de ajuste para os componentes abaixo do dossel (*canopy background*);
C1 e C2 = coeficientes para ajuste das resistências dos efeitos dos aerossóis da atmosfera;
G = fator de ganho; ρ_{IVP} é a reflectância da banda espectral do infravermelho próximo;
 ρ_V é a reflectância da banda espectral do vermelho.

Alguns estudos demonstraram que os índices de vegetação apresentam um atraso em relação à resposta das condições atmosféricas, o que é decorrente das próprias características da vegetação (LIU et al 1991; MAEDA et al, 2009). Sendo assim, para cada um dos 5 meses analisados em 2009 e 2010 foram selecionadas 6 imagens de cada produto. Destas, duas corresponderam ao final e início do mês corrente, e as outras ao mesmo intervalo dos dois meses anteriores. Assim, foram utilizadas 30 imagens de NDVI e 30 de EVI para cada um dos anos, o que totalizou 120 imagens.

Além dessas co-variáveis, as informações espaciais (latitude e longitude) e temporais (mês) também foram consideradas no processo inicial de seleção de co-variáveis. A Tabela 5 apresenta um resumo sobre esse processo.

Tabela 5. Co-variáveis utilizadas no Processo de Mineração de Dados para modelagem de suscetibilidade a incêndios no Acre para os anos de 2009 e 2010.

Co-variável	Código	Tipo	Unidade
Desmatamento Anual acumulado (PRODES)	prodes	Antrópica	DE (m)
Núcleos populacionais	nucl_pop	Antrópica	DE (m)
Comunidades em Unidades de Conservação	com_uc	Antrópica	DE (m)
Comunidades indígenas	com_indio	Antrópica	DE (m)
Estradas totais	via_tot	Antrópica	DE (m)
Estradas pavimentadas	rodo_pav	Antrópica	DE (m)
Estradas não pavimentadas	rodo_npav	Antrópica	DE (m)
Assentamentos	assenta	Antrópica	DE (m)
Fazendas	fazenda	Antrópica	DE (m)
Unidades de conservação	u_conser	Antrópica	DE (m)
Terras Indígenas	t_indi	Antrópica	DE (m)
Seringais	seringa	Antrópica	DE (m)
Uso do solo (TerraClass)	uso_solo	Antrópica	tipo (categórica)
Evapotranspiração(MOD16A2) mês corrente	evapo	Climática	mm
SPI do trimestre mais chuvoso (DJF)	spi_djf	Climática	sem unidade
SPI do trimestre mais seco (JJA)	spi_jja	Climática	sem unidade
SPI anual	spi_ano	Climática	sem unidade
Rios	rio	Mista	DE (m)
Altitude	altitude	Ambiental	m
Declividade	slope	Ambiental	graus
Curvatura	curvatura	Ambiental	tipo (categórica)
Orientação das vertentes (faces de exposição)	orienta	Ambiental	graus
Drenagens	drenagem	Ambiental	DE(m)
<i>Heigth Above Nearest Drainage (HAND)</i>	hand	Ambiental	m
1ª Componente do Mapa de Solos	solo_1	Ambiental	tipo (categórica)
2ª Componente do Mapa de Solos	solo_2	Ambiental	tipo (categórica)
Fitofisionomias (Mapa de Vegetação)	floresta	Mista	tipo (categórica)
NDVI (MOD13Q1) do final do mês n	ndvi_1	Mista	sem unidade
NDVI (MOD13Q1) do início do mês n	ndvi_2	Mista	sem unidade
NDVI (MOD13Q1) do final do mês n-1	ndvi_3	Mista	sem unidade
NDVI (MOD13Q1) do início do mês n-1	ndvi_4	Mista	sem unidade
NDVI (MOD13Q1) do final do mês n-2	ndvi_5	Mista	sem unidade
NDVI (MOD13Q1) do início do mês n-2	ndvi_6	Mista	sem unidade
EVI (MOD13Q1) do final do mês n	evi_1	Mista	sem unidade
EVI (MOD13Q1) do início do mês n	evi_2	Mista	sem unidade
EVI (MOD13Q1) do final do mês n-1	evi_3	Mista	sem unidade
EVI (MOD13Q1) do início do mês n-1	evi_4	Mista	sem unidade
EVI (MOD13Q1) do final do mês n-2	evi_5	Mista	sem unidade
EVI (MODIS MOD13Q1) do início do mês n-2	evi_6	Mista	sem unidade
Latitude	lat		graus
Longitude	lon		graus
Mês	mês		(categórica)

2.3.2 Seleção das co-variáveis mais importantes, treinamento e classificação

Esta etapa foi realizada no software R por meio do algoritmo *Random Forest*. Este se constitui em uma técnica de classificação não paramétrica baseada em árvores de decisão e regressão desenvolvida por Breiman (2001). No processo de classificação o conjunto de dados é dividido aleatoriamente em diversos subconjuntos menores. Cada um destes conjuntos é criado por meio de amostragem de reposição (*bootstrapping*). Assim, a cada novo conjunto formado, alguns registros podem ser incluídos mais de uma vez e outros podem não ser incluídos nenhuma vez. Os dados não incluídos no conjunto são denominados "out-of-bag" (OOB).

A partir de cada subconjunto desenvolvido, uma árvore de decisão é criada. O *Random Forest* é uma coleção dessas árvores de decisão. Quando a floresta está formada, há um número grande de árvores para serem testadas e todas contribuem para a classificação do objeto em estudo, por meio de um voto sobre qual classe ele deve pertencer (LIAW e WIENER, 2002).

O algoritmo é capaz de avaliar a importância relativa das diferentes co-variáveis explicativas. Ele calcula a importância de uma co-variável ao considerar o quanto o erro de previsão sobe quando os dados OOB para essa co-variável são trocados enquanto todas as outras são mantidas. Esse classificador permite incorporar co-variáveis numéricas e categóricas (fator) e analisa as interações e não-linearidades entre estas co-variáveis. Além disso, esse método evita o super ajuste (*overfitting*) e apresenta baixa sensibilidade a ruídos (BREIMAN, 2001).

O algoritmo foi implementado no software R, através da Biblioteca *Random Forest*, onde se delimitou duas classes: "fogo" (1) e "não fogo" (0). A técnica de amostragem utilizada foi a validação cruzada, com 10 blocos e 5 repetições. Assim, o modelo foi gerado a partir de 9 partes, e testado utilizando a parte que foi removida do conjunto de treinamento. Este procedimento foi repetido 10 vezes, até que todas as partes fossem usadas para testar o modelo. De acordo com WITTEN et al. (2011), a validação cruzada realizada com 10 partições favorece a obtenção de modelos com melhor desempenho. Assim, os parâmetros utilizados foram 500 árvores e o número de co-variáveis predictoras selecionadas por nó (*mtry*) foram 5, 10, 16.

Inicialmente foi realizada uma mineração de dados (*Data Mining*) entre as 42 co-variáveis independentes. O objetivo foi selecionar as co-variáveis mais importantes para a predição do fogo. De acordo com Guyon e Elisseeff (2003) a etapa de seleção de variáveis promove um aumento da precisão do classificador, pois elimina co-variáveis que podem confundir-lo, além de simplificar o modelo.

O grau de contribuição de cada co-variável preditora para a composição dos modelos foi analisado por meio do índice de importância de Gini, calculado pelo próprio algoritmo através do comando *varimp*. Para fins de comparação do grau de importância entre anos diferentes, considerou-se o resultado transformado pelo algoritmo onde a co-variável mais importante recebe o valor 100 e as demais recebem valores proporcionais.

Após a seleção das co-variáveis mais importantes para cada ano pelo classificador, os resultados foram comparados entre si. Para composição do modelo final, foram consideradas as co-variáveis que se repetiram nos dois anos e cuja contribuição mensurada pelo índice Kappa foi estatisticamente significativa de acordo com o teste Z (CONGALTON e GREEN, 2009).

O teste é definido pela seguinte equação:

$$Z = \frac{(K_1 - K_2)}{\sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}} \quad (3)$$

Onde: K_1 = Kappa mais alto

K_2 = Kappa n; σ_1^2 = Variância de K_1 ; σ_2^2 =Variância de K_2

O teste Z foi calculado a 95% de significância. Quando $Z > 1,96$, o teste é significativo, e rejeita-se a hipótese nula, ou seja, conclui-se que existe diferença estatística entre os valores calculados.

Além disso, por meio da análise de um dendograma da correlação entre as co-variáveis, foram eliminadas aquelas fortemente correlacionadas ($r > 0,8$) de forma a minimizar problemas de colinearidade e priorizar as que apresentavam fraca correlação, pois estas poderiam fornecer informações novas ao modelo. Ao mesmo tempo, visando extrapolar os resultados da modelagem para anos posteriores, foram excluídas aquelas co-variáveis que apresentam comportamento diferente entre os anos, tais como as climáticas e de vegetação.

Após essa etapa, o classificador foi executado novamente apenas com as co-variáveis selecionadas, sendo realizado um novo treinamento e um posterior processo de classificação.

2.3.3 Avaliação de desempenho do modelo

O desempenho dos modelos foi avaliado por meio da matriz de confusão e do Índice Kappa. Para o modelo proposto com duas classes, denominadas classe 1 (fogo) e 0 (não fogo) a matriz de confusão indica as quatro possibilidades de acertos e de erros do classificador em relação à predição:

- Verdadeiros positivos (VP): quando os casos de fogo são preditos como fogo.
- Falsos negativos (FN): quando os exemplos de fogo são preditos como não fogo
- Verdadeiros negativos (VN): quando os exemplos de valor de não fogo são preditos como “não fogo”.
- Falsos positivos (FP): quando os exemplos de valor “não fogo” são preditos como “fogo”.

O índice Kappa (IK) mede a correlação entre os valores preditos e os observados, o que permite avaliar o desempenho de um modelo e inferir o quanto a classificação é diferente daquela esperada ao acaso (WITTEN et al., 2011).

Para uma matriz de confusão com duas classes, o índice Kappa pode ser calculado por meio da determinação da probabilidade esperada (Pe =chance de ocorrer correlação ao acaso) e da probabilidade observada (Po = correlação que realmente ocorreu). Estes são definidos pelas seguintes equações:

$$Pe = \frac{(VP + FN) * (VP + FP) + (VN + FP) * (VN + FN)}{n^2} \quad (4)$$

$$Po = \frac{(VP + VN)}{n} \quad (5)$$

$$IK = \frac{(Po - Pe)}{(1 - Pe)} \quad (6)$$

Onde: Po = probabilidade observada; Pe = probabilidade esperada; n = amostras

Este índice varia de 0 a 1, onde 1 representa total concordância e os valores próximos de 0, indicam nenhuma concordância. O desempenho dos modelos foi analisado de acordo com classificação proposta por Landis e Kock (1977) (Tabela 6).

Tabela 6. Classificação de desempenho de um modelo de acordo com Índice Kappa

Índice Kappa	Desempenho do modelo
<0,40	ruim
0,41- 0,60	regular
0,61-0,80	bom
>0,81	excelente

2.3.4 Análise da concordância entre a predição do modelo selecionado e os focos de calor dos anos subsequentes

O melhor entre os modelos ajustados para os anos de 2009 e 2010 foi utilizado para indicar as áreas com maior suscetibilidade a incêndios para todo o estado do Acre, por meio de um mapa de probabilidade. O modelo selecionado foi validado com dados externos através da comparação entre as áreas indicadas como alta probabilidade de incêndios e a presença de focos de calor detectados pelos satélites de referência entre 2011 e 2015, através da sobreposição dos focos sobre o mapa de predição.

Além disso, mensurou-se a distribuição espacial da probabilidade de fogo em relação às co-variáveis mais importantes. Estas etapas foram realizadas no software *ArcGis* 10.3.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Comportamento Sazonal e Espacial dos Focos de Calor entre 2004 e 2010

A análise dos números de focos de calor detectados no estado do Acre, no período de 2004 a 2010, demonstra que eles apresentam um padrão sazonal bem definido, com uma maior concentração de focos entre os meses de julho a novembro (Figura 1). Apesar dos menores índices de precipitação ocorrer nos meses de junho e julho (Figura 2) o pico dos focos de calor só ocorre em setembro.

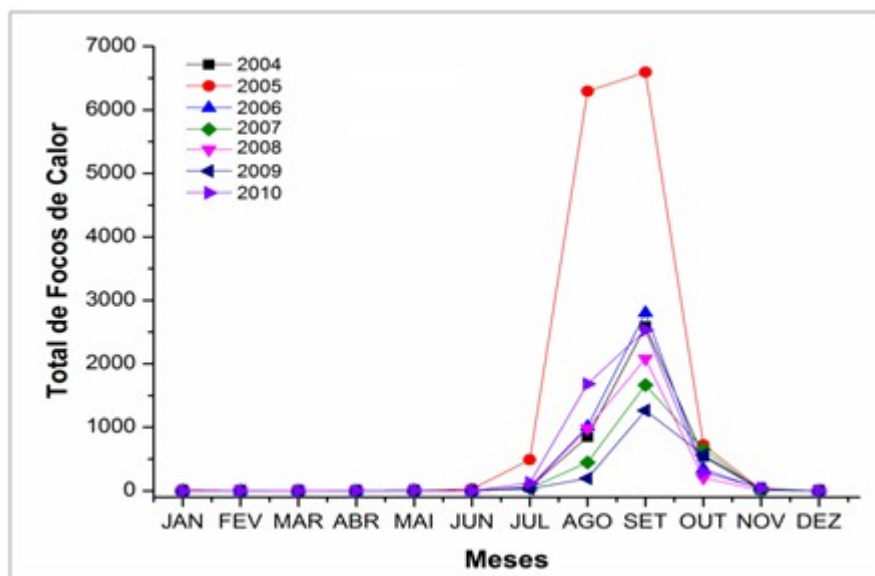


Figura 1. Distribuição mensal do número de focos de calor detectados pelos satélites de referência. Fonte: BDQueimadas (2013).

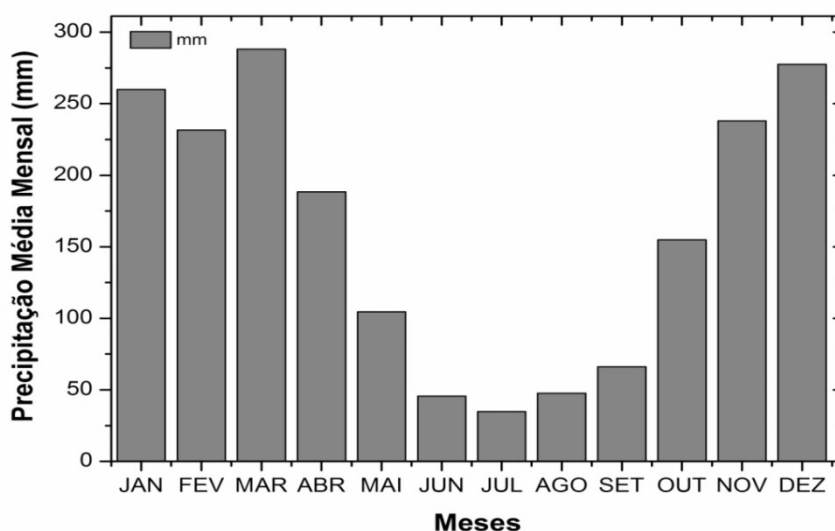


Figura 2. Distribuição da precipitação média (mm) no Acre, entre 2004 e 2010. Fonte: GPCC.

Segundo Zeng et al. (2008) essa defasagem entre os índices de precipitação e o aumento do número de incêndios e queimadas acontece porque a Floresta Amazônica ainda se mantém úmida durante os primeiros meses de estiagem, no entanto, posteriormente ela

começa a entrar em estado de estresse hídrico e, conseqüentemente, fica mais suscetível ao fogo.

De forma geral, em anos onde ocorreram anomalias negativas de precipitação representadas pelas classes de SPI moderadamente seco, muito seco e extremamente seco, observou-se um aumento considerável do número de focos de calor, conforme verificado nos anos de 2005 (Figura 3A) e 2010 (Figura 3D), anos com maior quantitativo de focos no período analisado. O aumento do número de queimadas e incêndios florestais em anos mais secos também foi relatado em diversos outros estudos na região Amazônica, tais como: Cochrane, 2003; Nepstad et al., 2004; Aragão et al., 2008; Alencar et al., 2011, dentre outros.

No entanto, é importante ressaltar que as anomalias de precipitação não se distribuíram uniformemente pelo estado, sendo que, inclusive, ocorreram anomalias positivas (moderadamente úmido) em algumas regiões.

No ano de 2004 (Figura 3A), o padrão de precipitação esteve próximo à normalidade na maior parte do estado, apenas a região central apresentou uma anomalia positiva, classificada como moderadamente úmida. Apesar de o padrão normal ter se estendido por grande parte do Acre, os focos de calor estavam concentrados principalmente na porção leste do estado, região onde existe a maior densidade demográfica, segundo o Censo Demográfico de 2010 (IBGE, 2014).

Em 2005 (Figura 3A), ano com as maiores anomalias negativas de precipitação dentro do período estudado, grande parte do estado foi classificada pelo SPI como extremamente seca, porém algumas áreas da porção leste foram classificadas entre moderadamente a muito seca. Neste ano, o quantitativo de focos aumentou consideravelmente, mas a sua distribuição espacial manteve-se relativamente constante. Se a questão meteorológica tivesse maior peso na distribuição dos focos de calor, era para grande parte do estado apresentar um elevado número de focos, porém isso não foi observado. Pelo contrário, eles tenderam a se concentrar nas proximidades daqueles locais onde ocorreram no ano de 2004 (ano onde a precipitação esteve dentro da normalidade).

No ano de 2006 (Figura 3B), o padrão espacial se manteve e a precipitação esteve próxima à normalidade na maior parte do estado. Em 2007, enquanto o extremo leste e oeste do Acre apresentaram um padrão normal de precipitação, a porção central do estado apresentou anomalias de moderadas a extremamente seca, no entanto, isso não se traduziu num aumento significativo do número de focos nesta região.

No ano de 2008 (Figura 3C), a região central continuou com anomalias negativas de precipitação, inferiores ao ano anterior, mas ainda presentes. Neste ano, no entanto, o número de focos aumentou muito nesta área em relação aos anos anteriores. Acredita-se que isso possa ter ocorrido, dentro outros fatores, pelo intenso estresse hídrico sofrido pela vegetação que passou por dois anos de estiagem, o que a deixou mais vulnerável à ocorrência de incêndios (HOFFMANN et al., 2003; NEPSTAD et al., 2004; ARAGÃO et al., 2007, COCHRANE, 2009).

Dentro do período analisado, foi a primeira vez que essa região apresentou um alto número de focos de calor, característica que se manterá nos anos posteriores. Isso decorre porque a ocorrência de fogo se retroalimenta, ou seja, uma floresta queimada em um ano estará muito mais suscetível à propagação de fogo no ano seguinte (COCHRANE, 2003). Além disso, quando a floresta é queimada para ser convertida em pastagem ou lavoura, possivelmente a área será queimada novamente no ano seguinte para limpeza do terreno (ARAGÃO et al., 2008).

Esse padrão espacial de focos observado no ano de 2008 se manteve nos anos de 2009 (Figura 3C) e 2010 (Figura 3D). Tal padrão coincide com os eixos rodoviários e com a proximidade de alguns rios, locais onde se concentram os núcleos populacionais, conforme será discutido nos itens seguintes.

Em 2010 houve um aumento do número de focos em relação aos anos anteriores. Assim como 2005, as anomalias negativas de precipitação se distribuíram por quase todo o estado, embora numa intensidade menor, classificada como moderadamente seca. No entanto, a distribuição espacial dos focos foi relativamente constante, inclusive com muitos focos sendo observados nas porções sudeste e leste, locais com precipitação próxima à normalidade.

Dentro do período analisado, as anomalias negativas de precipitação foram provocadas devido à ocorrência de um Gradiente Inter-Hemisférico do Atlântico (GIA) positivo, conforme discutido no Capítulo II. O aumento da TSM no Atlântico Norte gerou um sistema de baixa pressão sobre esta região oceânica, o que alterou o padrão dos ventos e intensificou os movimentos descendentes sobre o sudoeste da Amazônia (MARENGO et al., 2011). Essa situação resultou numa diminuição das chuvas na região, o que favoreceu o aumento do número de focos de calor.

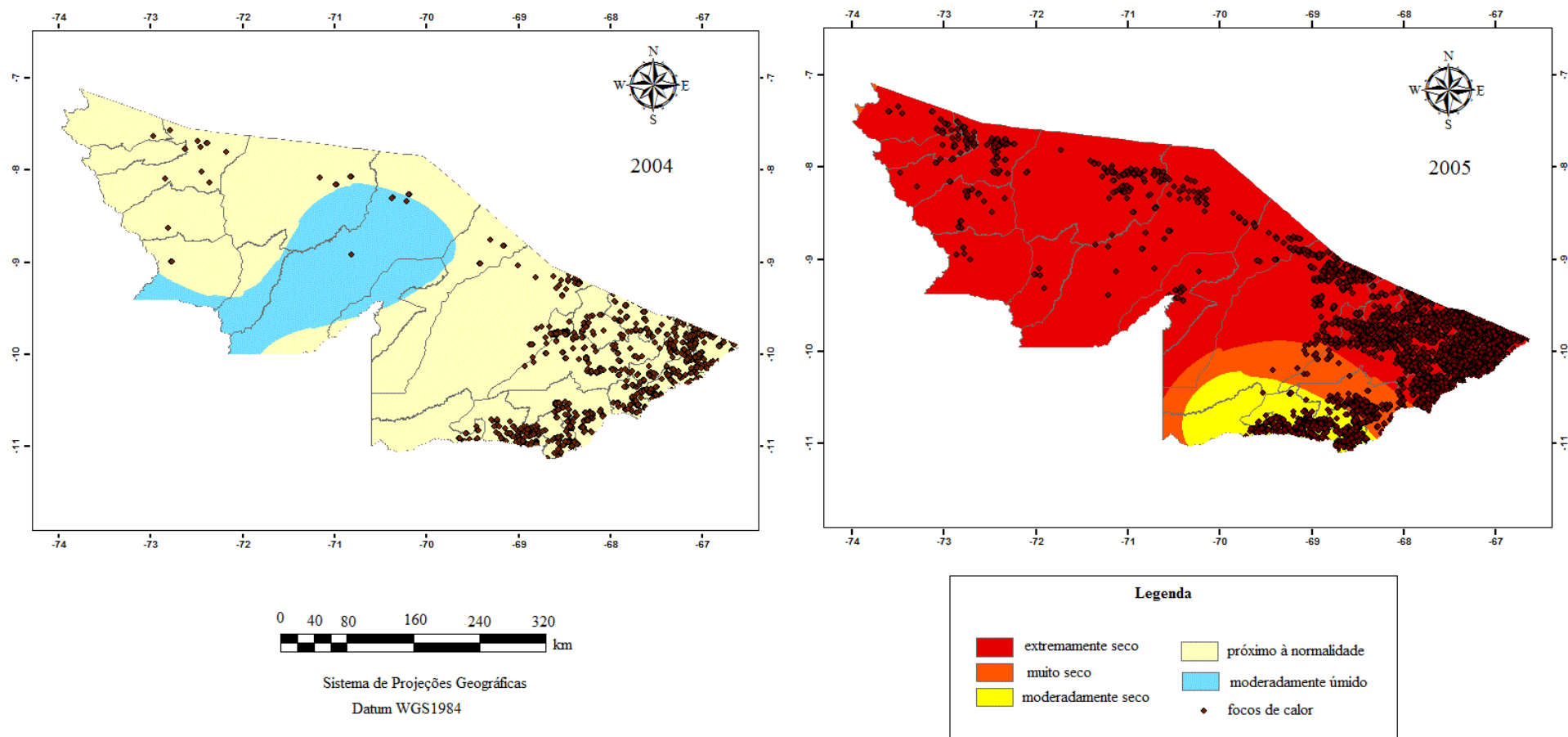


Figura 3A. Espacialização do índice SPI (JJA) juntamente com os focos de calor detectados pelos satélites de referência nos anos de 2004 e 2005.

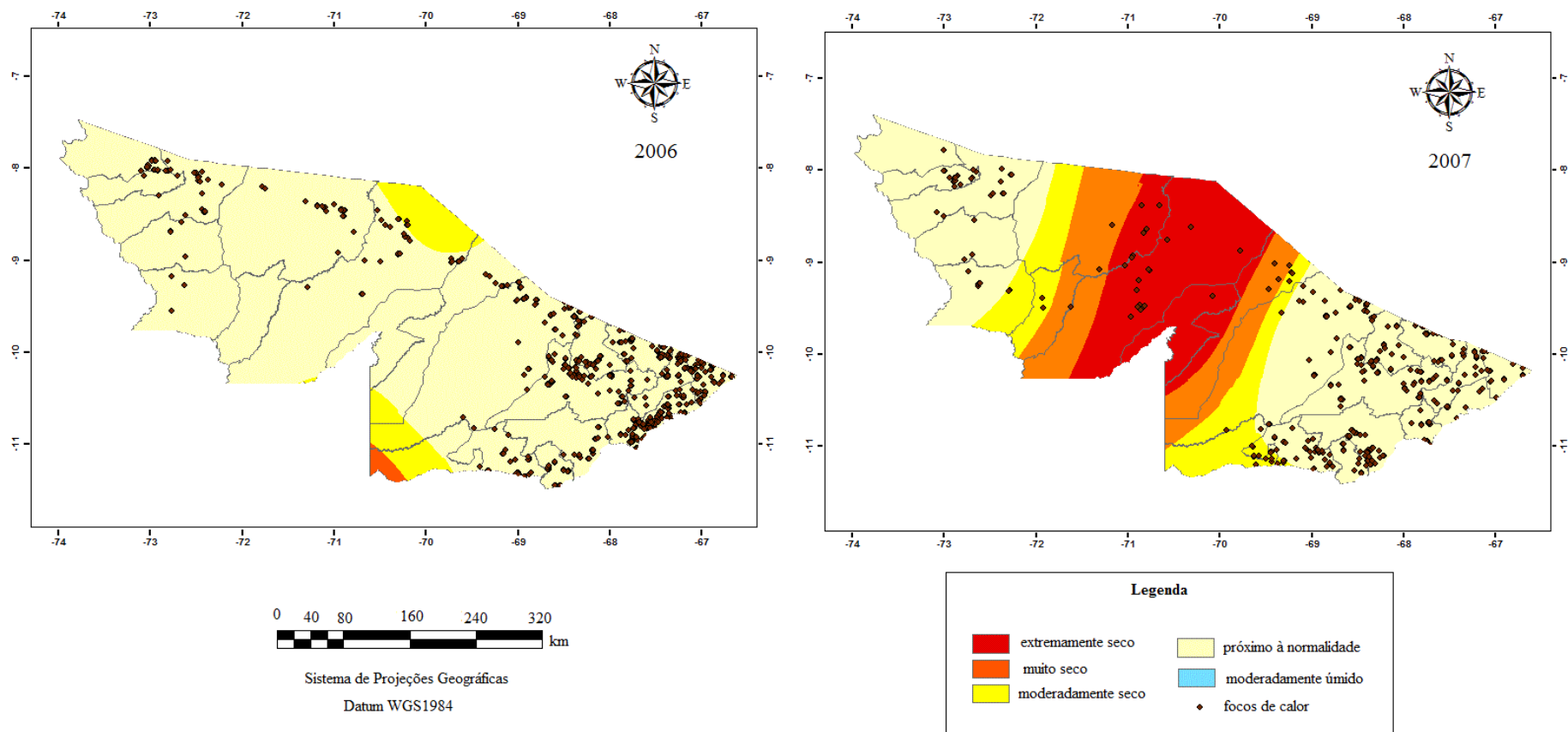


Figura 3B. Espacialização do índice SPI (JJA) juntamente com os focos de calor detectados pelos satélites de referência nos anos de 2006 e 2007.

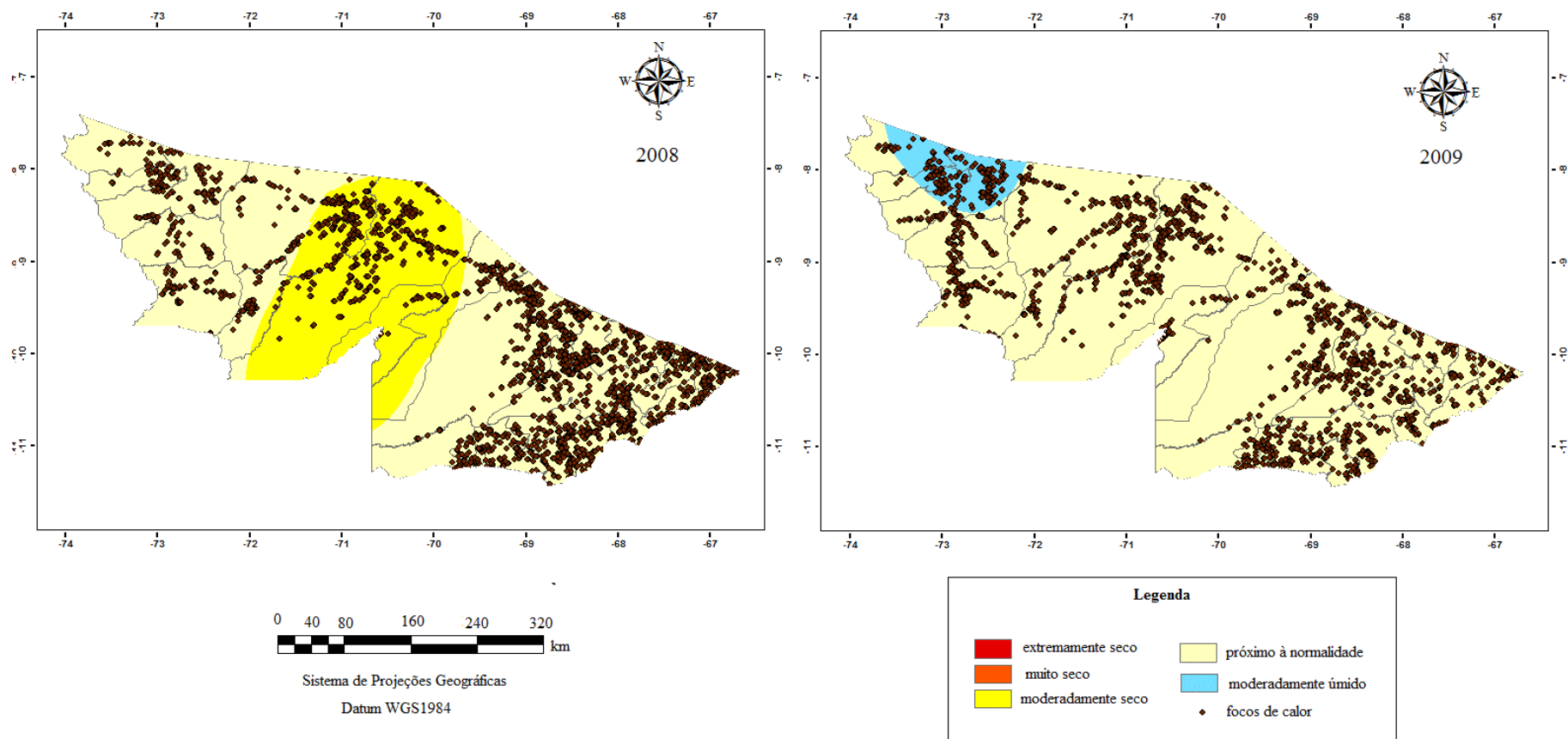


Figura 3C. Espacialização do índice SPI (JJA) juntamente com os focos de calor detectados pelos satélites de referência nos anos de 2008 e 2009.

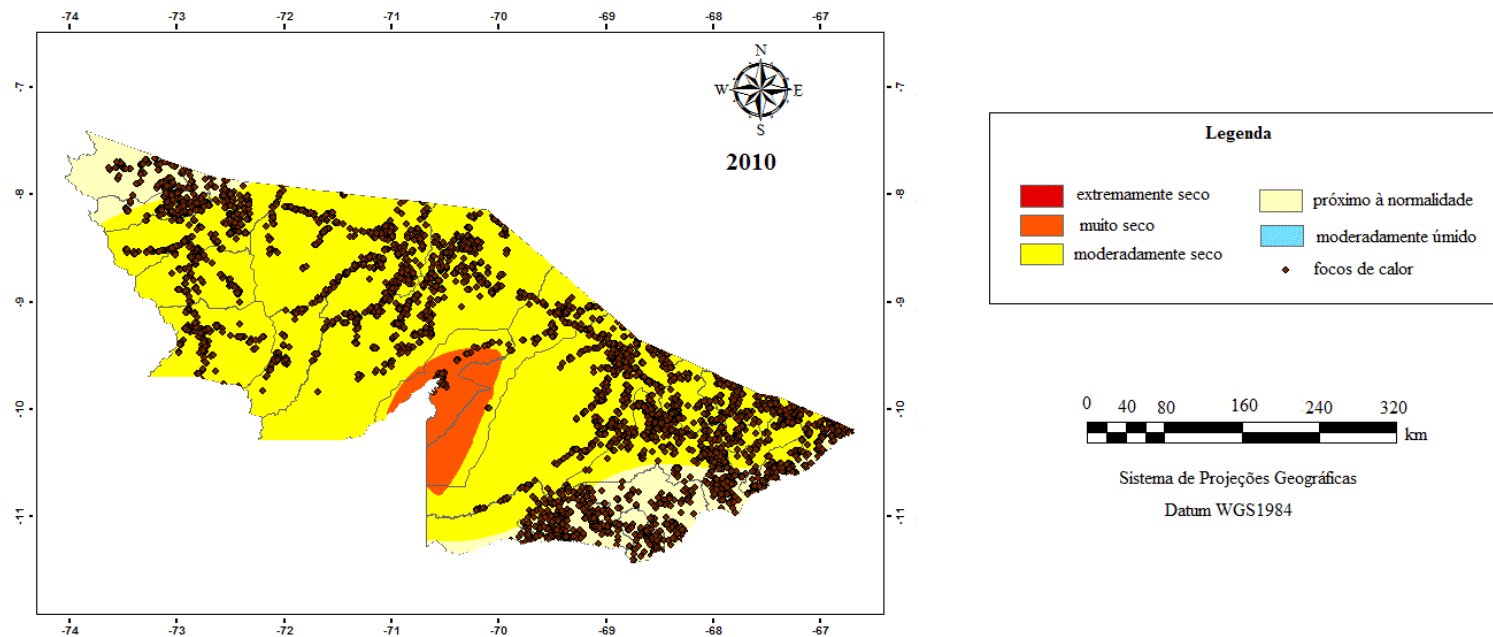


Figura 3 D. Espacialização do índice SPI (JJJ) juntamente com os focos de calor detectados pelos satélites de referência no ano de 2010.

3.2 Modelagem da suscetibilidade a incêndios florestais para 2009 e 2010

3.2.1 Análise da seleção de co-variáveis e desempenho inicial dos modelos

A partir das 42 co-variáveis inicialmente consideradas, foi realizada uma mineração de dados (*Data Mining*) para os diferentes limites de buffer dos dois anos. Verificou-se que os modelos com buffers de 1 km, além de terem um menor número de co-variáveis selecionadas como importantes pelo algoritmo, também tiveram um pior desempenho quando comparado aos de 4 km (Tabela 7).

Tabela 7. Desempenho dos modelos de suscetibilidade a incêndios para os anos de 2009 e 2010 e buffers correspondentes

Ano	Buffer	Número de co-variáveis selecionadas	Kappa	σ Kappa	Z
2009	1 km	2	0,4065	0,0593	9,8743*
2009	4 km	21	0,9744	0,0123	1,4437
2010	1 km	7	0,8290	0,0200	8,1318*
2010	4 km	17	0,9925	0,0024	0,0000

*significativo a 95% de probabilidade

Entre os modelos destacou-se negativamente o de 2009 (1 km), que obteve um Kappa classificado como ruim. Tal desempenho pode ser explicado devido ao desequilíbrio existente entre as amostras com fogo (focos de calor) e não fogo (amostras aleatórias). Nesse ano, o número de focos de julho a novembro foi 2061 contra 4608 de 2010. Como foram utilizadas 1000 amostras para ausência de fogo em cada mês, totalizaram-se 5000 amostras de não fogo, ou seja, uma diferença de 2939 amostras. Assim o desbalanceamento entre as classes contribuiu para o aumento dos erros de classificação, e conseqüentemente diminui o índice Kappa (BERMAN, 2001).

Apesar desse desbalanceamento se repetir em 2009 (4 km), o desempenho desse modelo foi muito superior ao com buffer de 1 km. Em relação a este último, a utilização de uma menor área de exclusão para a coleta de amostras dos locais com fogo e sem fogo favoreceu a extração de atributos das co-variáveis que podem ser semelhantes para as duas classes, o que confundiu o classificador.

Vale a pena ressaltar, no entanto que, tal fato não foi marcante para 2010 (1 km), isso porque o aumento do número de amostras contribuiu para a realização de uma classificação mais acurada. Ainda assim, os índices Kappa dos modelos com buffer de 4 km foram mais elevados, e apresentaram diferença estatisticamente significativa em relação aos com buffers de 1 km.

Diante do exposto, verifica-se que a utilização de um buffer mais largo (4 km) mostrou-se mais promissor. Outros estudos de modelagem do fogo também obtiveram desempenho satisfatório ao utilizarem limiares de exclusão iguais ou maiores que os apresentados nesse trabalho. Por exemplo, Silvestrini et al.(2011) para modelar os cenários futuros de suscetibilidade a incêndios florestais na Amazônia por meio de regressão, consideraram um buffer de 4km em relação as bordas florestais. Já Stojanova et al. (2006) para modelar o risco de incêndios na Eslovênia, por meio de diversos algoritmos, dentre eles o *Random Forest*, utilizaram um buffer de exclusão de 15 km.

A comparação de desempenho entre os modelos com buffer de 4 km entre 2009 e 2010, revelou que embora esse último apresente um Kappa ligeiramente superior, eles não são significativamente diferentes de acordo com o teste Z (Tabela 7).

Assim, verifica-se que tanto o equilíbrio entre o número de amostras para áreas com presença ou ausência de fogo, quanto o aumento do limiar de exclusão, interferem no desempenho geral dos modelos, sendo que esse último parâmetro revelou-se mais importante para os anos analisados.

Em relação às co-variáveis selecionadas para cada modelo (Tabela 8), observou-se um comportamento distinto em relação ao número de co-variáveis consideradas importantes, porém algumas se repetiram em todos os modelos, com destaque para a co-variável “prodes” que representa a distância dos focos de calor em relação às áreas que sofreram desmatamento por corte raso.

A co-variável “mês” também apareceu nos quatro modelos, o que era esperado, pois, conforme foi discutido no item 3.1 existe uma maior concentração dos focos nos meses de agosto e setembro, em relação aos outros meses, o que permitiu com que o classificador encontrasse um padrão de resposta para a modelagem do fogo.

As co-variáveis “núcleos populacionais”; “rios”, “assentamentos” e “vias totais” se repetiram nos modelos de 2010 (1 km), 2009 (4 km) e 2010 (4 km). Estas representam os locais com maior concentração populacional, o que sugere o peso das co-variáveis antrópicas para a ocorrência de queimadas e incêndios na área de estudo.

Quando se analisam os dois modelos de 4 km (2009 e 2010), observa-se que a maior parte das co-variáveis se repete nos dois anos, mas também aparecem co-variáveis da vegetação (NDVI) e climáticas (SPI e evapotranspiração), sendo que as últimas não foram destacadas nos dois modelos anteriores.

Tabela 8. Co-variáveis selecionadas nos Modelos de suscetibilidade a incêndios para os anos de 2009 e 2010 e buffers correspondentes

Número de co-variáveis	2009 1 km	2010 1 km	2009 4 km	2010 4 km
1	prodes	prodes	prodes	prodes
2	mes	mês	nucl_pop	nucl_pop
3		nucl_pop	mes	mes
4		rio	assenta	rio
5		assenta	com_uc	com_uc
6		ndvi_3	rio	assenta
7		via_tot	via_tot	via_tot
8			rodo_pav	rodo_npav
9			rodo_npav	rodo_pav
10			ndvi_4**	fazenda
11			lon	floresta
12			altitude	spi_jja**
13			fazenda	altitude
14			ndvi_3	spi_djf
15			lat **	lon
16			spi_ano	seringa
17			seringa	spi_ano
18			evapo **	
19			spi_djf	
20			hand **	
21			floresta	

**Co-variáveis não coincidentes

prodes = desmatamento anual acumulado; mes = mês; nucl_pop= núcleos populacionais; rio=rios; assenta= assentamentos; ndvi_3= NDVI do final do mês n-1; via_tot= estradas totais; com_uc= comunidades em unidades de conservação; rodo_pav= rodovias pavimentadas; rodo_npav=rodovias não pavimentadas; ndvi_4= NDVI do início do mês n-1; lon= longitude; altitude= altitude; fazenda=fazendas; lat=latitude; spi_ano= SPI anual; seringa= seringais; evapo=evapotranspiração real; spi_djf= SPI estação chuvosa; hand= *Heigth Above Nearest Drainage*; floresta=fitofisionomias; spi_jja= SPI estação seca.

Verificou-se ainda que, embora em 2009(4 km) e 2010(4 km) o algoritmo tenha selecionado um maior número de co-variáveis para a composição do modelo, a inclusão destas não proporcionou uma diferença estatisticamente significativa em relação ao desempenho dos modelos (Tabelas 9 e 10).

Além disso, a análise do comportamento do índice Kappa em relação à seleção de co-variáveis mostrou que, nos dois anos, a inclusão da co-variável “mês” (Número 3) provocou uma queda em relação ao padrão de desempenho anterior (Figura 4).

Tabela 9. Desempenho do modelo em relação à inclusão de co-variáveis para 2009 (4 km)

Número de co-variáveis	Código	Kappa	σ Kappa	Z
1	prodes	0,8594	0,0139	7,1243*
2	nucl_pop	0,9408	0,0158	1,9548
3	mês	0,9283	0,0433	1,0828
4	assenta	0,9311	0,0180	2,2553*
5	com_uc	0,9502	0,0146	1,5261
6	rio	0,9609	0,0142	0,9155
7	via_tot	0,9690	0,0063	0,6683
8	rodo_pav	0,9673	0,0095	0,6921
9	rodo_npav	0,9696	0,0079	0,5535
10	ndvi_4	0,9689	0,0043	0,7461
11	lon	0,9707	0,0077	0,4711
12	altitude	0,9717	0,0081	0,3733
13	fazenda	0,9699	0,0103	0,4623
14	ndvi_3	0,9720	0,0076	0,3595
15	lat	0,9727	0,0091	0,2756
16	spi_ano	0,9710	0,0093	0,4034
17	seringa	0,9734	0,0099	0,2075
18	evapo	0,9727	0,0095	0,2665
19	spi_djf	0,9724	0,0079	0,3221
20	hand	0,9745	0,0098	0,1300
21	floresta	0,9762	0,0087	0,0000

*significativo a 95% de probabilidade

prodes = desmatamento anual acumulado; nucl_pop= núcleos populacionais; mes = mês; assenta= assentamentos; com_uc= comunidades em unidades de conservação; rio=rios; via_tot= estradas totais; rodo_pav= rodovias pavimentadas; rodo_npav=rodovias não pavimentadas; ndvi_4= NDVI do início do mês n-1; lon= longitude; altitude= altitude; fazenda=fazendas; ndvi_3= NDVI do final do mês n-1; lat=latitude; spi_ano= SPI anual; seringa= seringais; evapo=evapotranspiração real; spi_djf= SPI estação chuvosa; hand= *Heigth Above Nearest Drainage*; floresta=fitofisionomias.

Tabela 10. Desempenho do modelo em relação à inclusão de co-variáveis para 2010 (4 km)

Número de co-variáveis	Código	Kappa	σ Kappa	Z
1	prodes	0,9002	0,0153	5,7279*
2	nucl_pop	0,9627	0,0069	3,5326*
3	mês	0,9194	0,0132	5,1690*
4	rio	0,9566	0,0096	3,2617*
5	com_uc	0,9698	0,0069	2,5955*
6	assenta	0,9766	0,0089	1,3704
7	via_tot	0,9821	0,0066	1,0340
8	rodo_npav	0,9841	0,0065	0,7680
9	rodo_pav	0,9833	0,0057	0,9652
10	fazenda	0,9841	0,0061	0,8050
11	floresta	0,9862	0,0054	0,5523
12	spi_jja	0,9881	0,0041	0,3126
13	altitude	0,9889	0,0031	0,1790
14	spi_djf	0,9898	0,0035	0,0000
15	lon	0,9892	0,0037	0,1243
16	seringa	0,9896	0,0026	0,0481
17	spi_ano	0,9898	0,0035	0,0000

*significativo a 95% de probabilidade

prodes = desmatamento anual acumulado; nucl_pop= núcleos populacionais; mes = mês; rio=rios; com_uc= comunidades em unidades de conservação; assenta= assentamentos via_tot= estradas totais; rodo_npav=rodovias não pavimentadas; rodo_pav= rodovias pavimentadas; fazenda=fazendas; floresta=fitofisionomias; spi_jja= SPI estação seca; altitude= altitude; spi_djf= SPI estação chuvosa; lon=longitude; seringa= seringais; spi_ano= SPI anual.

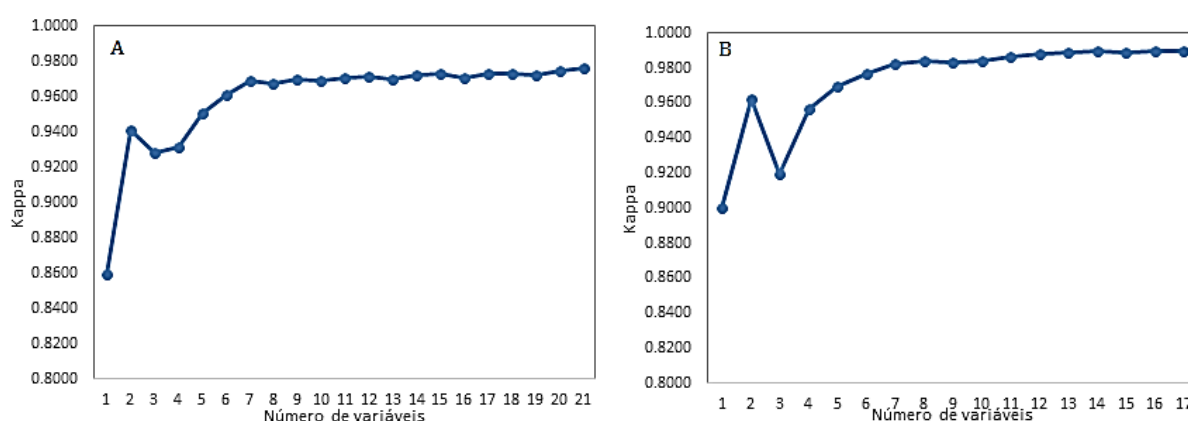


Figura 4. Variação do índice Kappa em relação à inclusão de co-variáveis. A. 2009 (4 km); B. 2010(4 km)

Em relação a 2009 (4 km) e 2010 (4 km), uma análise mais detalhada do grau de contribuição das co-variáveis mais importantes para a composição final dos modelos é apresentada nas Figuras 5 e 6, respectivamente.

Nos dois anos, as co-variáveis antrópicas foram preponderantes às ambientais e climáticas. Em 2009, à distância em relação às áreas desmatadas foi aproximadamente 4 vezes

mais importante que as rodovias e assentamentos, que ocuparam o 2º e 3º lugar (Figura 5) . Em 2010 este comportamento se repetiu, embora a co-variável desmatamento tenha tido um grau de importância um pouco menor, aproximadamente 3 vezes em relação às duas primeiras (Figura 6).

Esses resultados vão ao encontro de diversos estudos que revelaram que os focos de calor concentram-se principalmente próximos às áreas desmatadas (COCHRANE e LAURANCE, 2002; ALENCAR et al., 2004; ARAGÃO et al., 2007; ARIMA et al, 2007; SOARES FILHO et al., 2012; MORTON et al, 2013).

Tal padrão espacial pode ser explicado porque, muitas vezes, as queimadas utilizadas como técnicas agrícolas, saem do controle e atingem as florestas do entorno, transformando-se em incêndios florestais (ALENCAR et al, 2006;. BROWN et al., 2006). Além disso, devido ao efeito o de borda dos fragmentos, a vegetação recebe maior quantidade de vento e insolação, o que a torna menos úmida e aumenta a sua inflamabilidade (COCHRANE e LAURANCE, 2002).

Inúmeras pesquisas também apontam o papel relevante das estradas para distribuição espacial do fogo. Isso porque estas representam a acessibilidade às áreas onde os incêndios podem vir a ocorrer (NEPSTAD et al., 2001; MARTÍNEZ et al., 2009; VILAR et al 2010; MORTON et al, 2013).

A importância dos assentamentos também foi descrita por Alencar et al. (2004) ao realizarem uma modelagem de ocorrência de incêndios florestais de sub-bosque, para a Amazônia Centro-Oriental. No presente estudo, além dos assentamentos, a existência de seringais e fazendas também foi considerada importante para os dois anos, embora com um menor grau de importância (Figura 5 e 6).

A co-variável “rio” apresentou importância mediana nos dois anos estudados. Isso se dá em função da existência de comunidades ribeirinhas às suas margens, cujo manejo do solo também implica a utilização de fogo.

Em relação à 2009, as co-variáveis relacionadas à vegetação (ndvi_4 e ndvi_3) assumiram importância próxima ao das primeiras co-variáveis antrópicas (exceto prodes), o que não foi observado em 2010. Embora os índices de vegetação também reflitam as atividades humanas em relação ao uso do solo, eles revelam o comportamento espectral da vegetação sob determinadas condições atmosféricas e de umidade do solo.

O ano de 2009 apresentou padrão de chuvas dentro da normalidade para a estação seca na maior parte do estado. Acredita-se que por isso, o spi_jja não tenha sido considerado importante no processo de modelagem. No entanto, a estação chuvosa (spi_djf) apresentou anomalias positivas, o que impactou o padrão anual (spi_ano). Possivelmente estes padrões se refletiram no comportamento da vegetação, a qual se mostrou menos suscetível à propagação do fogo durante a estação seca.

Assim, embora as anomalias de precipitação tenham apresentado um menor peso de contribuição para a modelagem, o seu efeito pode ser mensurado indiretamente pela vegetação, fato que também pode ser observado pela importância atribuída a co-variável evapotranspiração.

Em 2010, ao contrário do esperado, os índices de vegetação não foram considerados importantes. Esse ano apresentou anomalias positivas de chuva durante DJF, classificadas como extremas. No entanto a estação seca também apresentou comportamento anômalo, onde a maior parte do estado apresentou SPI moderadamente seco.

Assim, o ano inteiro teve um padrão anômalo, o que faz com que essas co-variáveis apresentassem maior importância quando comparado a 2009. Além disso, o spi_jja foi considerado importante, o que não ocorreu no ano anterior. Como essa estação já caracteriza o período do ano com os menores índices pluviométricos, alterações nesses padrões podem ter um importante impacto na suscetibilidade ao fogo (NEPSTAD et al., 2007).

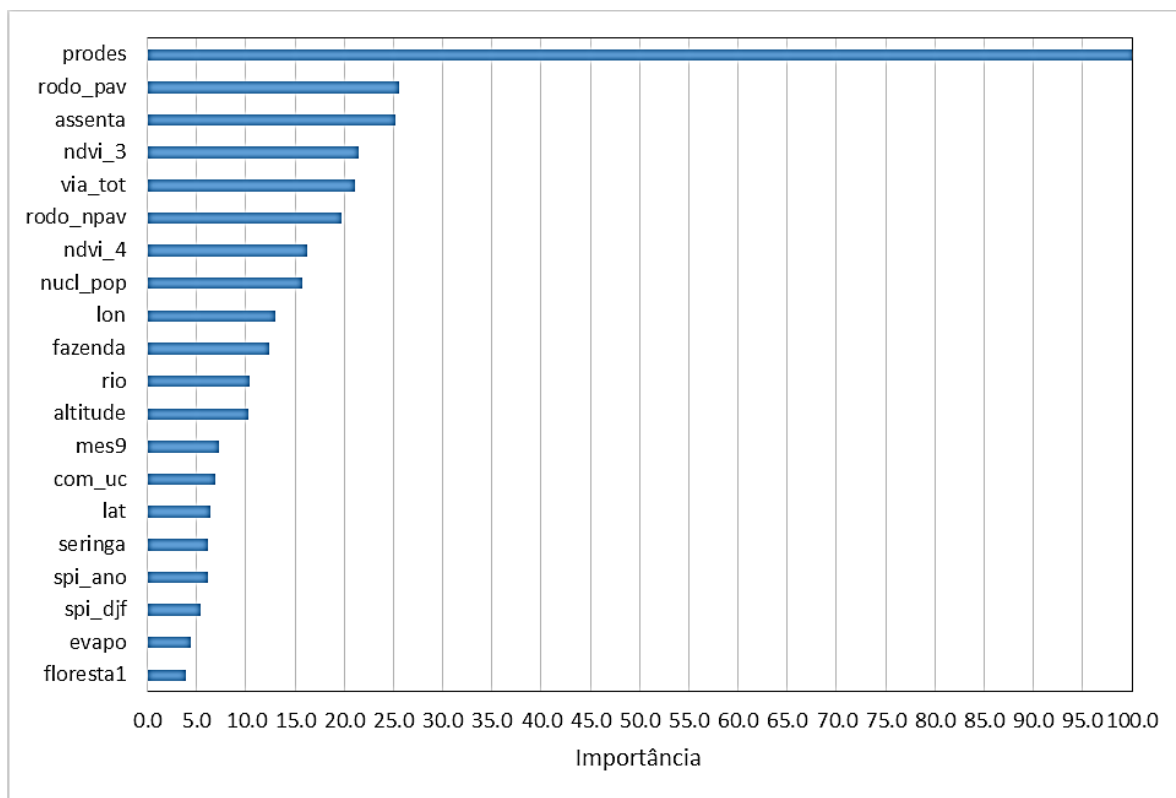


Figura 5. Grau de importância das 20 primeiras co-variáveis utilizadas no Modelo de 2009 4 km.

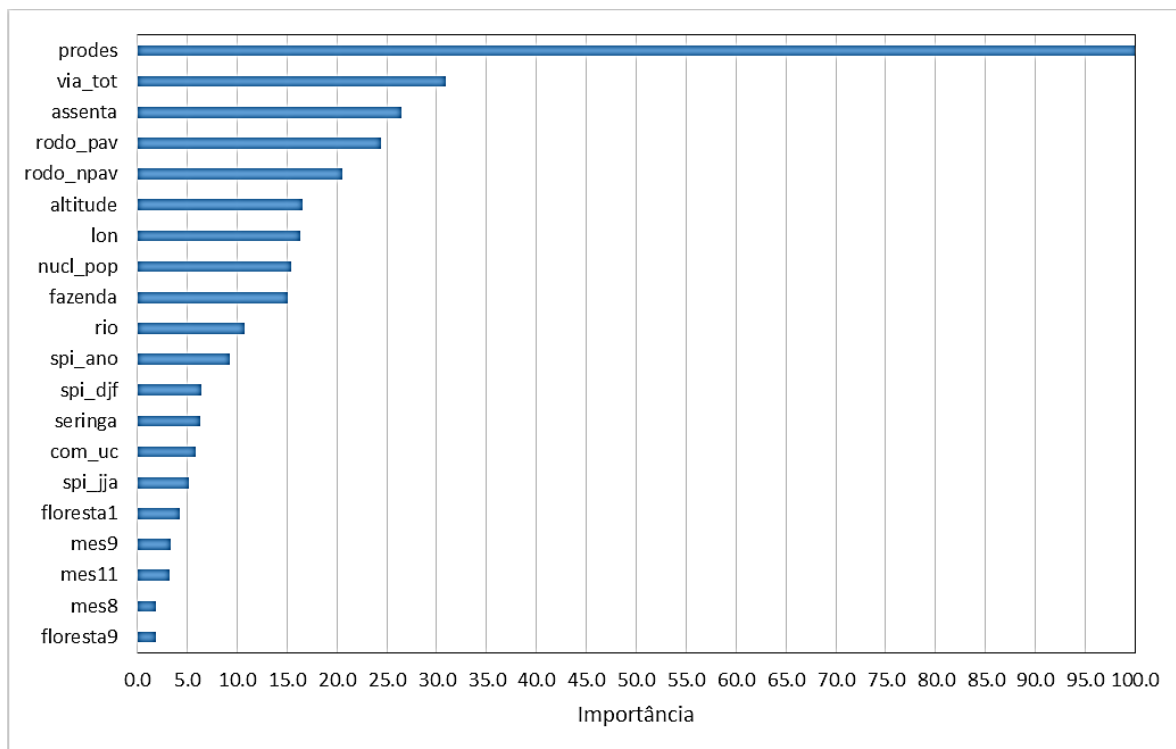


Figura 6 Grau de importância das 20 primeiras co-variáveis utilizadas no Modelo de 2010 4 km.

A co-variável altitude também foi considerada importante nos dois anos. Tal resultado, aparentemente contraditório para um estado que apresenta um gradiente altitudinal relativamente pequeno (conforme apresentado no Capítulo II), pode ser reflexo do processo de obtenção do Modelo Digital de Elevação do SRTM.

Este MDE foi gerado por meio do processamento interferométrico dos dados de um radar de abertura sintética que opera na banda C. Como o comprimento de onda dessa banda é relativamente curto (5,6 cm), há uma interação complexa com a cobertura vegetal, o que ocasiona grande dispersão e reflexão do sinal. Assim, em áreas onde a superfície é coberta por vegetação alta e densa, o MDE pode representar o dossel, o que suaviza certas feições do terreno e destaca outras, particularmente em áreas onde existem mudanças bruscas de cobertura (KELLNDORFER et al., 2004).

Esta característica do MDE SRTM tem sido explorada em estudos para mensurar a altura do dossel florestal. Por exemplo, Kellndorfer et al. (2004) em uma pesquisa desenvolvida no sudeste da Geórgia e no norte da Califórnia, mostraram que os dados de elevação SRTM apresentaram uma significativa sensibilidade à estrutura vertical de vegetação.

Em relação à área de estudo, este efeito do MDE pode ser comprovado por meio da análise do dendograma de correlação das co-variáveis selecionadas (Figura 7). Verificou-se que a altitude foi agrupada no cluster que inclui fazendas, assentamentos, estradas e prodes, com correlação moderada (0,4 a 0,5) com essas co-variáveis. Diante do exposto, acredita-se que a co-variável altitude obtida pelo MDE SRTM ao revelar padrões distintos de resposta da banda C em relação aos dosséis florestais e às áreas desmatadas, comportou-se indiretamente como uma co-variável antrópica relacionada ao uso e cobertura do solo.

3.2.2 Seleção do modelo adequado

Conforme discutido anteriormente, a inclusão de um maior número de co-variáveis em um modelo não necessariamente refletirá em uma diferença estatisticamente significativa em seu desempenho. E em alguns casos pode ser desejável optar pela simplicidade do modelo às custas de alguma perda na precisão. Diante disso, optou-se por utilizar um Modelo Geral de Suscetibilidade a Incêndios (MGSI) com um menor número de co-variáveis explicativas, as quais se repetem nos dois anos, mas que de fato possam contribuir para a predição do comportamento do fogo.

Nesse sentido, as co-variáveis latitude e longitude, apesar de terem sido inicialmente selecionadas pelo algoritmo (Tabela 8), foram excluídas da composição do modelo geral por representarem a informação espacial, o que compromete a real confiabilidade do processo de classificação. Além disso, as coordenadas geográficas apresentam alta correlação com anomalias de precipitação (SPI).

Os índices de vegetação, representados pelo ndvi_3 e ndvi_4, “evapotranspiração” e a co-variável “hand” também foram excluídos por terem sido selecionados somente para o ano de 2009. As demais co-variáveis que se repetiram nos dois anos e que apresentaram correlação entre si $< 0,6$ foram mantidas, pois acrescentam novas informações ao processo de modelagem (Figura 7).

Nos casos que apresentaram correlação $> 0,6$, como ocorreu com vias totais e rodovias não pavimentadas (correlação 0,9), apenas a primeira foi mantida. Em relação aos assentamentos, apesar destes apresentarem correlação 0,7 com as estradas (via_tot), a co-variável foi mantida, pois nessas áreas o fogo ainda é utilizado como técnica agrícola para limpeza do terreno.

As co-variáveis que indicam anomalias de precipitação ao longo do ano e durante a estação chuvosa (spi_ano e spi_djf, respectivamente) foram selecionadas nos dois anos,

enquanto as anomalias da estação seca (spi_jja) foram importantes apenas para 2010, e com uma baixa correlação com as demais co-variáveis.

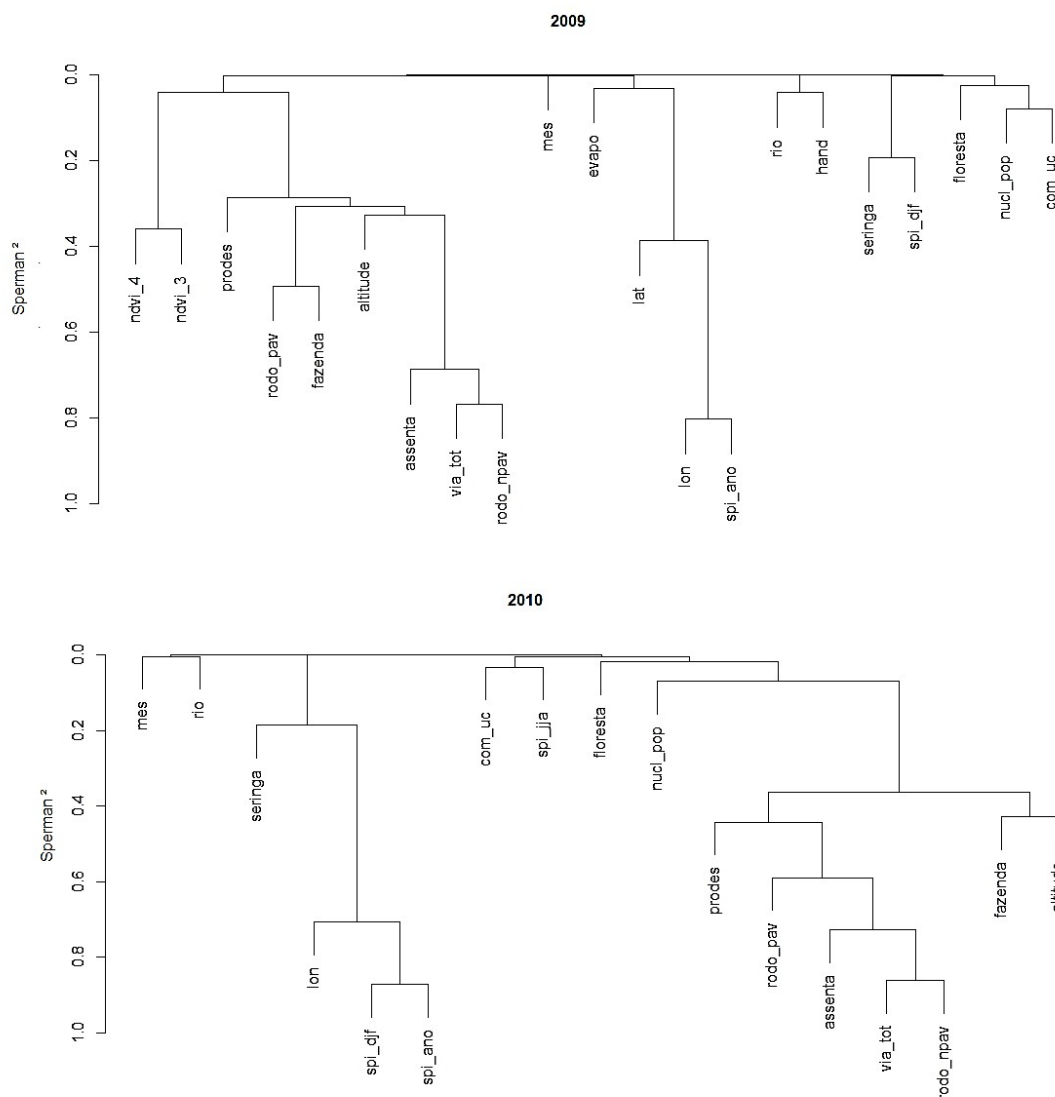


Figura 7. Dendrograma de correlação entre as co-variáveis inicialmente selecionadas para os modelos de 2009 (4 km) e 2010 (4 km)

Embora as co-variáveis que indicam anomalias de precipitação tenham sido selecionadas pelo algoritmo, elas tiveram um grau de importância muito menor quando comparada às co-variáveis antrópicas (Figuras 5 e 6). Assim, com o intuito de extrapolar os resultados da predição da suscetibilidade aos incêndios para anos posteriores, optou-se pela exclusão dessas co-variáveis para a implementação do MGSI. Assim, neste modelo foram consideradas 9 co-variáveis: “prodes”, “núcleos populacionais”, “rio”, “assentamentos”; “vias totais”, “comunidades em unidades de conservação”; “florestas”; “fazendas” e “seringais”. Foram realizados ainda mais dois testes em relação ao “MGSI”, um novo modelo que incluiu

a co-variável altitude e outro que considerou as anomalias de precipitação (spi_ano; spi_djf e spi_jja) juntamente com as 9 co-variáveis anteriormente selecionadas.

Verificou-se que, embora a inclusão dessas co-variáveis tenha provocado um ligeiro aumento no Kappa, a diferença de desempenho não foi estatisticamente significativa (Tabela 11). Assim, para fins de predição do MGSI, selecionou-se o modelo 2010 (4 km) com 9 co-variáveis, o qual, assim como os outros, obteve um excelente desempenho.

Tabela 11. Desempenho dos modelos de suscetibilidade a incêndios para os anos de 2009 e 2010, número de co-variáveis utilizadas na modelagem e buffers correspondentes

Ano	Buffer	Número de co-variáveis	Kappa	σ Kappa	Z
2009	4 km	21	0,9744	0,0123	1,4437
2009	4 km	9	0,9817	0,0090	1,1603
2009	4 km	12 (9+SPI**)	0,9841	0,0105	0,7785
2009	4 km	10 (9+altitude)	0,9810	0,0087	1,2721
2010	4 km	17	0,9925	0,0024	0,0000
2010	4 km	9	0,9894	0,0040	0,6685
2010	4 km	10 (9+altitude)	0,9896	0,0031	0,7381
2010	4 km	12 (9+SPI**)	0,9906	0,0043	0,3785

**spi_ano; spi_djf; spi_jja

Vale a pena ressaltar que o modelo selecionado teve um excelente desempenho em relação à classe “não fogo”, sem nenhum erro de classificação (Tabela 12). Em relação à classe “fogo”, apenas 46 pontos foram classificados erroneamente como pertencentes a classe “não fogo”. Dessa forma, como existem apenas duas classes, os erros de comissão e omissão foram iguais (0,0099) e o erro global de classificação foi de apenas 0,48%. Além disso, o MGSI apresenta a vantagem de ser composto por co-variáveis relativamente constantes e que, por isso, pode ser reaplicado em outros anos.

Tabela 12. Matriz de confusão do Modelo 2010 (4 km) com 9 co-variáveis

			Erro Global: 0,48%
	Não Fogo	Fogo	Taxa erro por classe
Não Fogo	5000	0	0,0000
Fogo	46	4562	0,0099

3.3 Análise da concordância entre o MGSI para os anos de 2011 a 2015

A utilização de um modelo geral permitiu com que o seu grau de previsibilidade fosse avaliado para os anos posteriores. Nesse sentido, a sobreposição dos focos de calor entre 2011 e 2015 em relação ao MGSI (Figura 9 A, B, C, D, E) e a distribuição dos mesmos por classes de predição, mostrou que o modelo proposto apresentou alta concordância com o padrão espacial dos focos. Observou-se que mais de 80% dos focos ocorreram na classe $\geq 0,9$ de probabilidade de fogo, durante os cinco anos subsequentes (Figura 8).

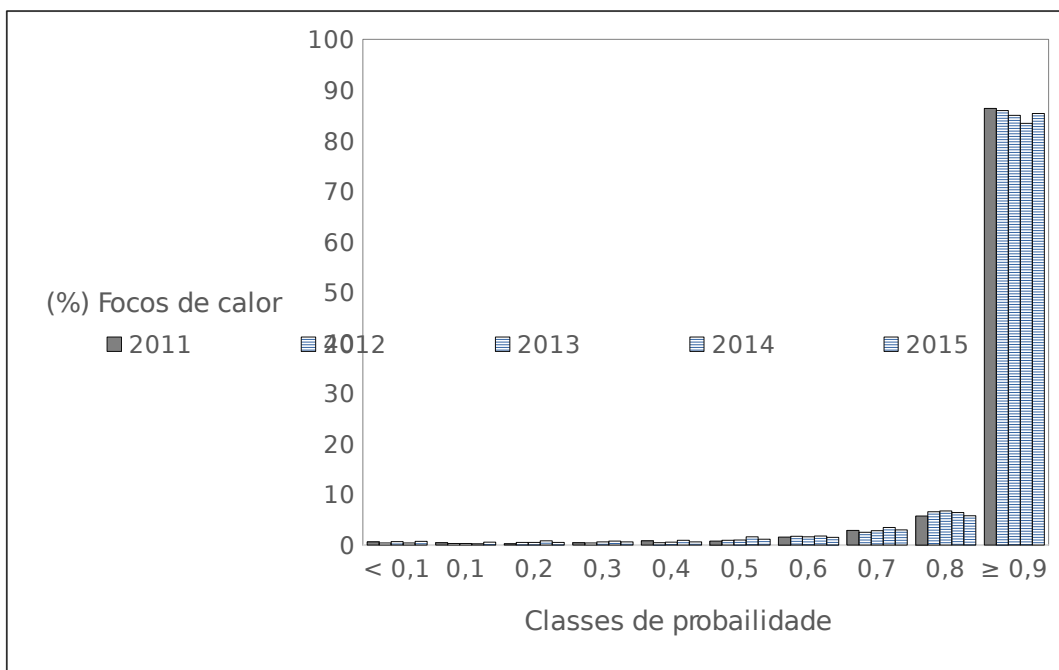


Figura 8. Distribuição dos focos de calor entre 2011 e 2015 em relação às classes de predição do MGSI.

O excelente desempenho de um modelo de suscetibilidade a incêndios que considera prioritariamente co-variáveis antrópicas demonstra que, embora as anomalias negativas de precipitação contribuam para o aumento do número de focos em escala sazonal e interanual (conforme discutido no item 3.1), estas não necessariamente estão relacionadas ao padrão espacial dos focos de calor no estado, pois, ainda que haja condições favoráveis à propagação do fogo, é o homem que provoca a sua ignição (ARAGÃO et al., 2008).

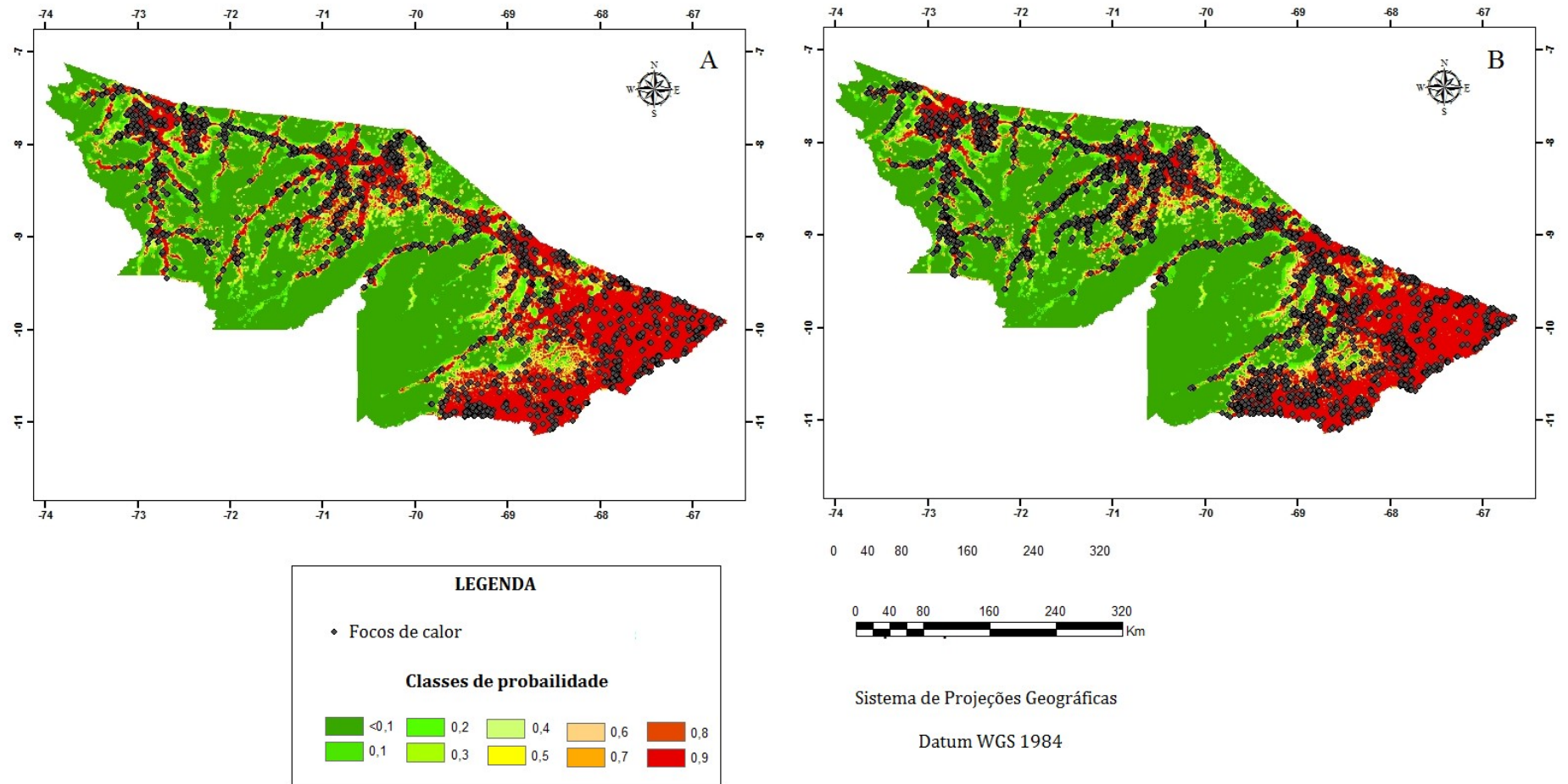


Figura 9. Sobreposição dos focos de calor em 2011(A) e 2012 (B) em relação às classes de probabilidade do MGSI.

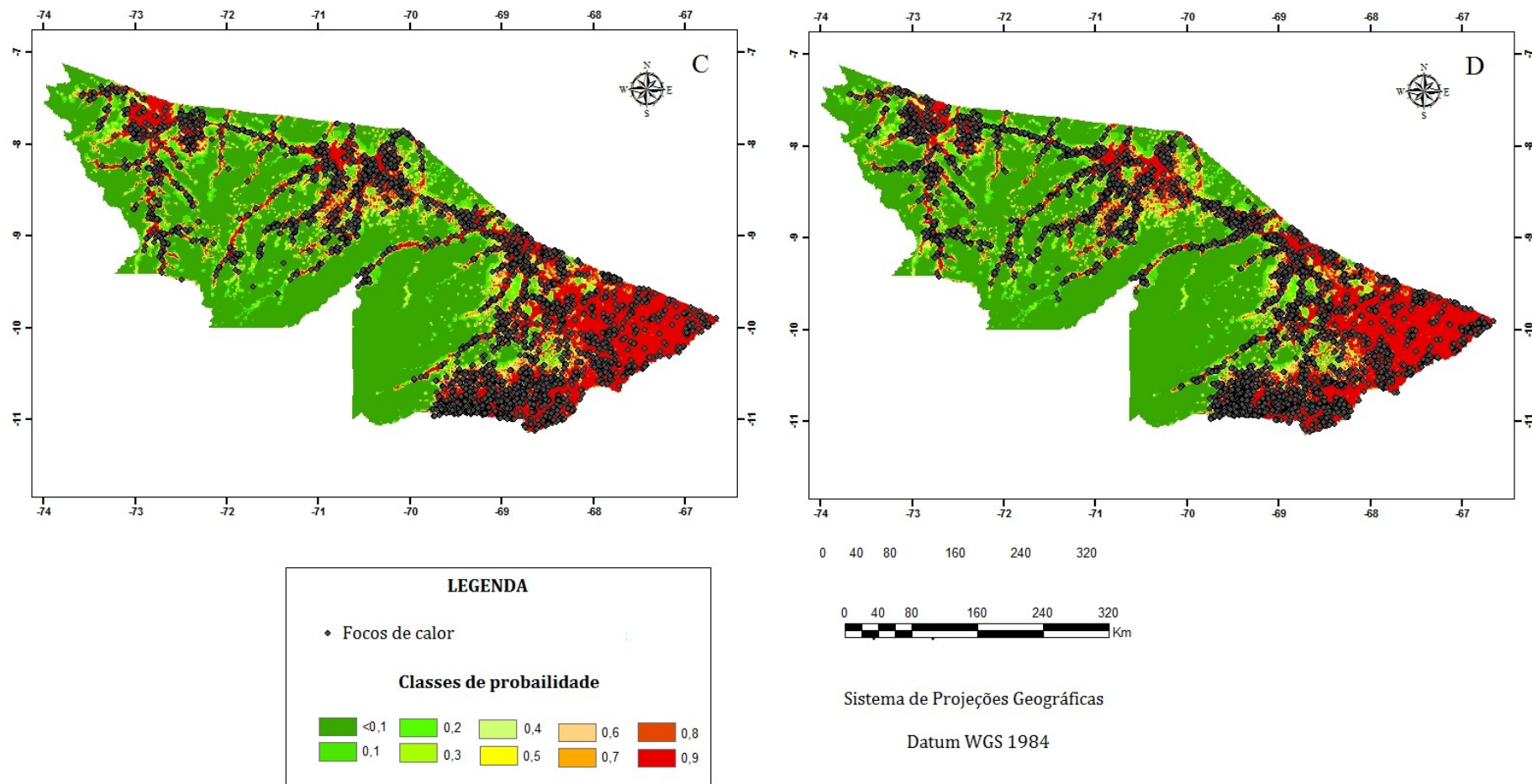


Figura 9. Sobreposição dos focos de calor em 2013(C) e 2014 (D) em relação às classes de probabilidade do MGSI.

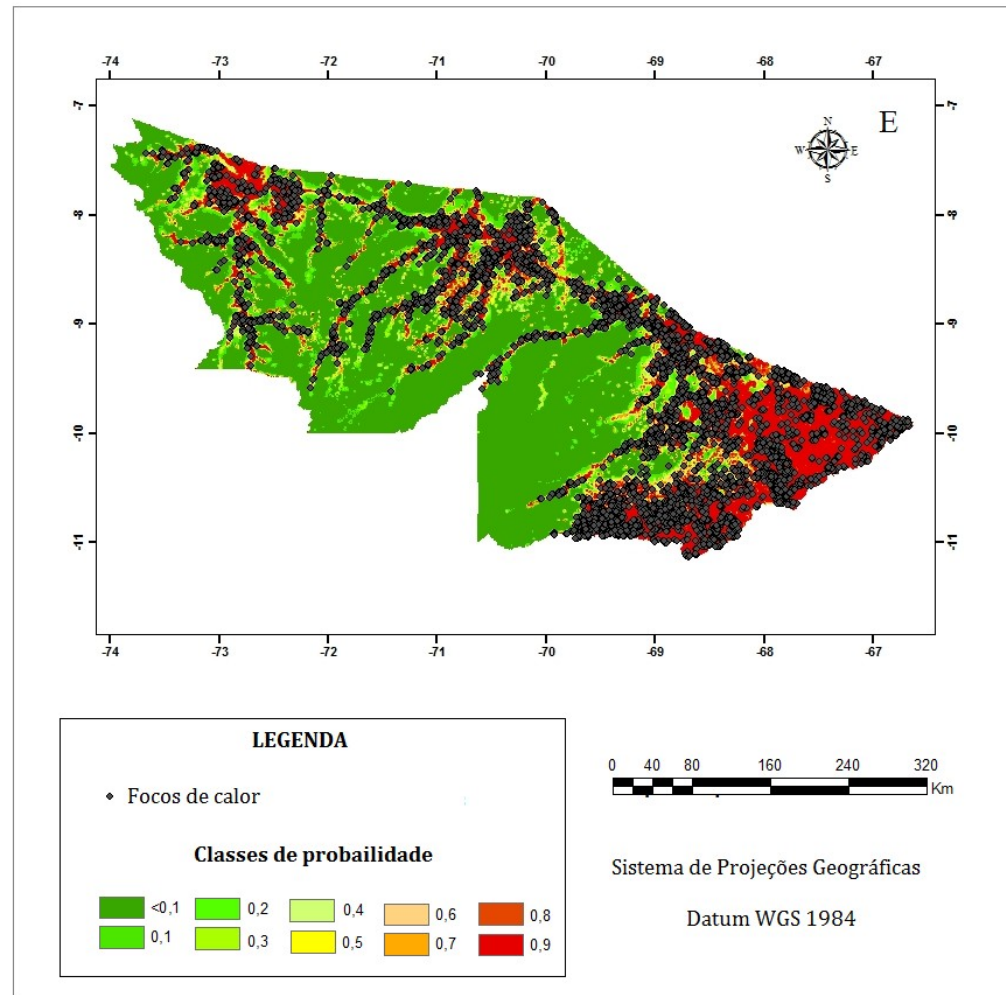


Figura 9. Sobreposição dos focos de calor em 2015 (E) em relação às classes de probabilidade do MGSI.

3.4 Análise da probabilidade de incêndios em relação as principais formas de ocupação do solo

A análise da suscetibilidade a incêndios em relação a assentamentos, fazendas e seringais demonstrou que o grau de capitalização da população e as formas de utilização da terra tem um impacto importante em relação à distribuição espacial do fogo (Figura 10 A, B, C). Nesse sentido, cerca de 87% da área dos assentamentos apresenta probabilidade de incêndios $\geq 0,8$, contra aproximadamente 66% das fazendas e 32% dos seringais (Tabela 13).

Na Amazônia o fogo constitui-se em uma técnica de manejo agrícola rápido e barato para a população rural. Por meio dele, os produtores transformam a biomassa da vegetação (ricas em nutrientes) em cinzas, além de remover ou retardar o crescimento de plantas que podem competir com cultivos agrícolas ou pastos já estabelecidos. No entanto, com a passar do tempo o seu uso recorrente leva a degradação contínua do solo (MESQUITA, 2010).

Os pequenos produtores utilizam a queima com a finalidade de limpar a área para produzir alimentos para a sua subsistência e para venda. Após dois ou três anos de uso, as áreas transformam-se em capoeiras e são novamente queimadas para o desenvolvimento de pastagens para a criação de gado de corte e de leite (ACRE, 2006). Já os fazendeiros utilizam a queima para a limpeza das pastagens onde se dedicam principalmente à pecuária de corte. Vale a pena ressaltar que as fazendas constituem latifúndios, o que faz com que o Acre possua o sexto maior índice Gini de concentração de terras (0,785) dentre os estados brasileiros, e que estas propriedades em função das exigências ambientais, tem a obrigação de deixar entre 50% a 80% da sua área como reserva legal (ALCANTARA FILHO e FONTES, 2009).

Tabela 13. Probabilidade de ocorrência de incêndios de acordo com o MGSI, em relação aos assentamentos, fazendas e seringais

PROBABILIDADE E Classes	ASSENTAMENTOS		FAZENDAS		SERINGAIS	
	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)
<0,1	61.820,74	3,62	63.543,95	6,28	448.319,34	39,78
0,1	38.136,17	2,23	41.828,93	4,13	69.918,61	6,20
0,2	25.290,30	1,48	43.530,11	4,30	46.112,27	4,09
0,3	17.763,43	1,04	42.429,35	4,19	51.113,61	4,54
0,4	17.663,07	1,03	35.924,85	3,55	41.611,08	3,69
0,5	18.164,86	1,06	36.825,47	3,64	30.208,04	2,68
0,6	18.967,73	1,11	32.722,63	3,23	35.609,48	3,16
0,7	21.577,04	1,26	46.031,84	4,55	39.710,57	3,52
0,8	50.680,96	2,97	85.759,31	8,47	64.617,20	5,73
	1.438.335,7					
$\geq 0,9$	1	84,19	583.503,57	57,65	299.779,80	26,60
TOTAL	1.708.400,0		1.012.100,0		1.127.000,0	
	0	100,00	0	100,00	0	100,00

Em relação aos seringais, a maioria é de manejo sustentável e a preservação da floresta é uma obrigação e necessidade. Assim, a incidência de fogo pode ser reflexo tanto da proximidade de alguns destes em relação a fazendas e áreas de assentamento, como também pela utilização do fogo nos roçados cultivados pelos próprios seringueiros (ACRE, 2006).

O manejo inadequado das pastagens e sua consequente degradação por produtores com diferentes níveis de capitalização, estimulou o Estado a promover parcerias com diversos órgãos para o desenvolvimento e transferência de tecnologias adequadas às necessidades de pequenos, médios e grandes produtores, de forma a realizar a transição dos sistemas pecuários extensivos (dependentes do fogo) para sistemas agrossilvipastoris sustentáveis (ACRE, 2006).

Apesar disso, o uso do fogo ainda é recorrente conforme pode ser evidenciado pela distribuição dos focos de calor no estado, nos últimos cinco anos (Figuras 9 A, B, C, D, E).

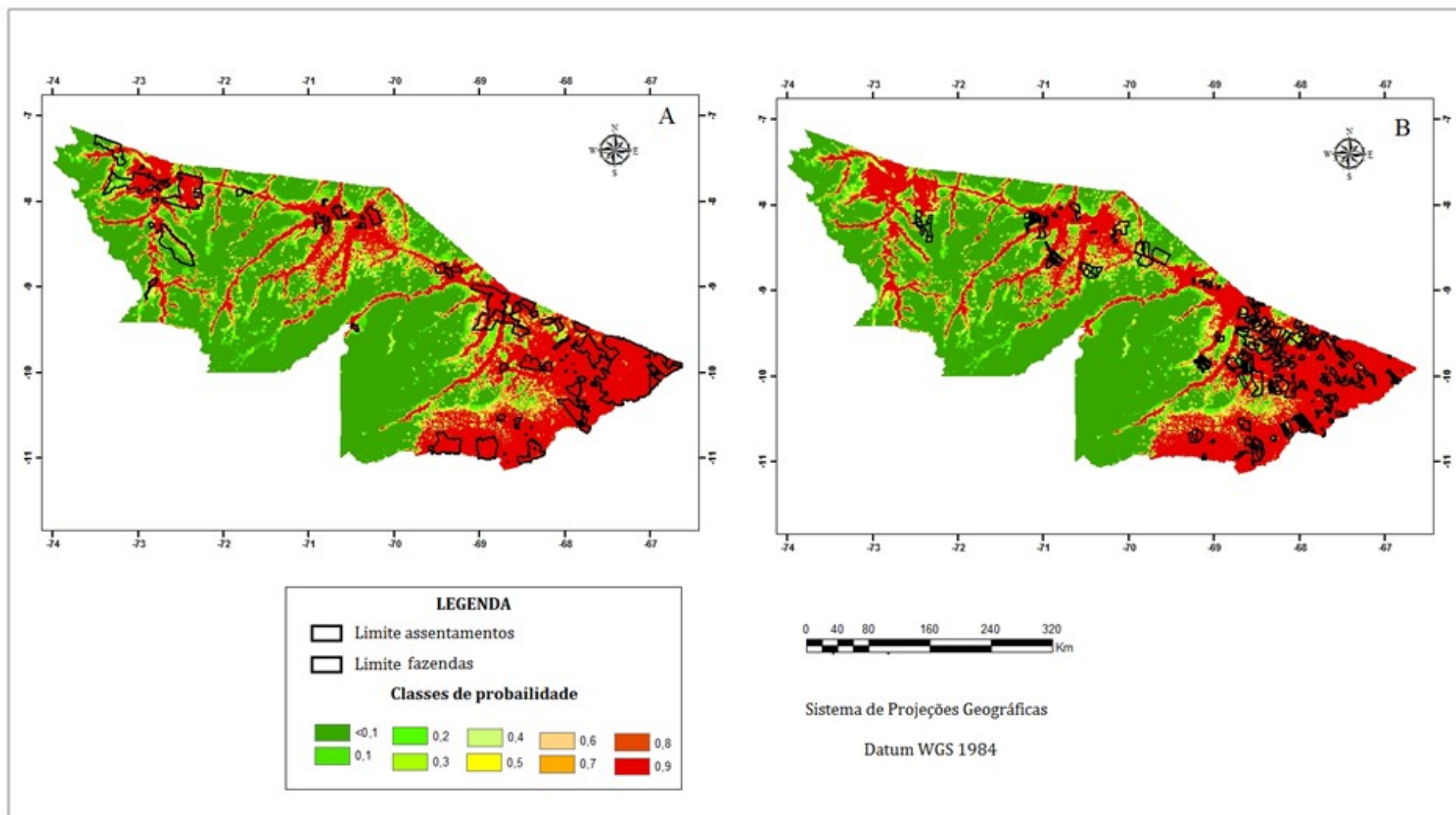


Figura 10. Sobreposição dos assentamentos (A) e fazendas (B) em relação às classes de probabilidade do MGSI.

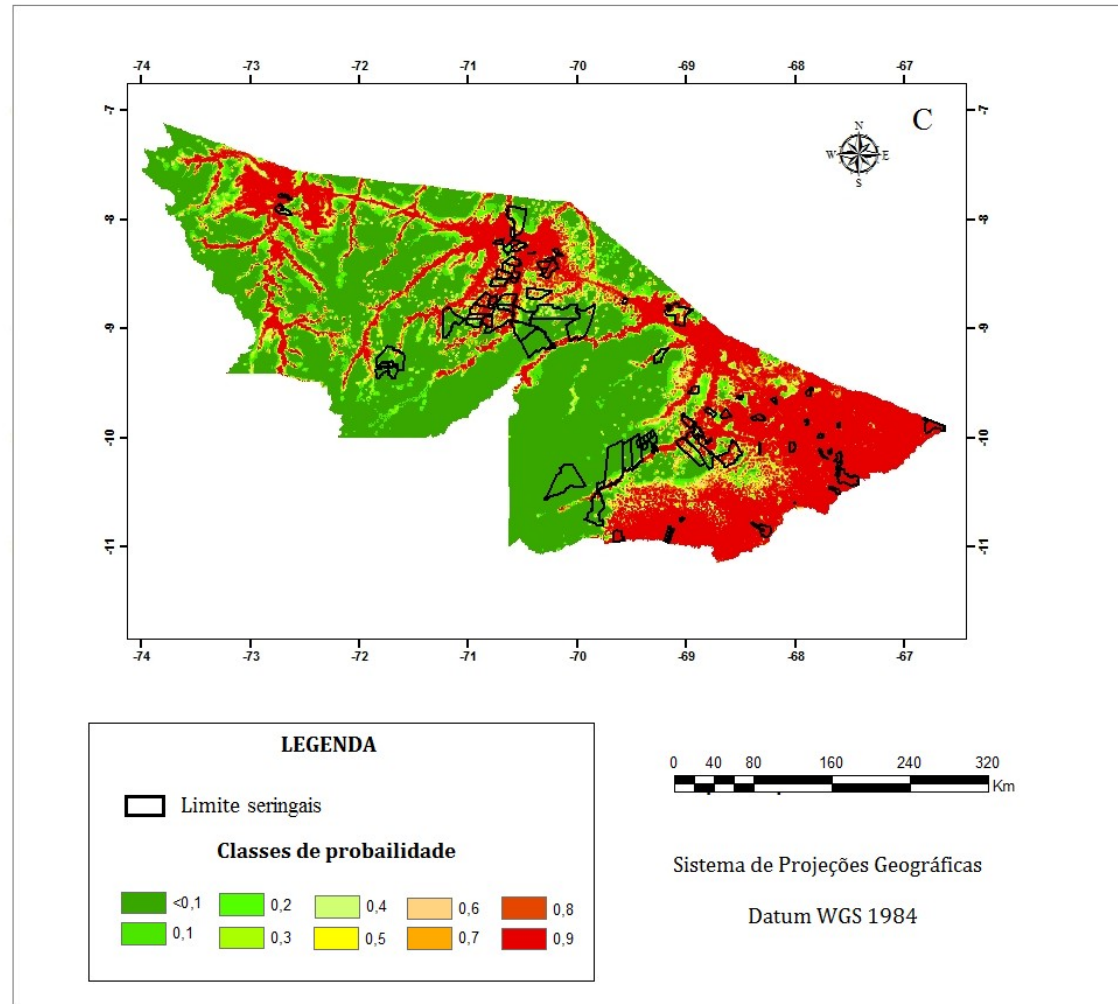


Figura 10. Sobreposição dos seringais (C) em relação às classes de probabilidade do MGSI.

Em relação às Unidades de Conservação (UCs)⁵, a suscetibilidade ao fogo é diferenciada de acordo com a categoria da Unidade, se de uso restrito ou sustentável (Figura 11A). Nesse sentido verifica-se que nas Unidades de uso sustentável aproximadamente 22% de sua área total apresenta probabilidade de incêndios $\geq 0,8$ contra cerca de 8% nas Unidades de uso restrito (Tabela 14). Ao mesmo tempo, quando se analisa a distribuição das comunidades pelas UCs, observa-se que a suscetibilidade a incêndios dentro da Unidade é maior onde existem os núcleos populacionais (Figura 11B).

Tabela 14. Probabilidade de ocorrência de incêndios de acordo com o MGSI, em relação às Unidades de Conservação

PROBABILIDADE	UCs USO RESTRITO		UCs USO SUSTENTÁVEL	
	Classes	Área (ha)	(%)	Área (ha)
<0,1	620.218,62	72,86	2.390.260,85	54,76
0,1	63.147,00	7,42	228.246,78	5,23
0,2	26.604,06	3,13	157.338,11	3,60
0,3	16.765,58	1,97	122.164,83	2,80
0,4	12.247,91	1,44	115.955,60	2,66
0,5	10.240,05	1,20	111.860,08	2,56
0,6	15.661,26	1,84	119.738,00	2,74
0,7	16.163,22	1,90	137.206,18	3,14
0,8	16.966,37	1,99	194.090,88	4,45
$\geq 0,9$	53.208,13	6,25	788.318,36	18,06
TOTAL	851.222,20	100,00	4.365.179,68	100,00

Enquanto nas Unidades de uso restrito os incêndios costumam ocorrer principalmente devido à propagação do fogo acidental das áreas do entorno, nas Unidades de Conservação de uso sustentável, apesar dessa possibilidade também existir, o fogo pode ser gerado pelas próprias comunidades residentes.

Nestas Unidades, além do extrativismo florestal e da agricultura de subsistência, a pecuária também é praticada. Nesse sentido, um estudo desenvolvido por Pantoja et al. (2010) na Reserva Extrativista do Alto Juruá demonstrou que, diante do baixo retorno das atividades extrativistas, houve um expressivo aumento da pecuária. De forma similar, Vadjunec et al. (2009) ao analisarem as mudanças no uso da terra da Reserva Extrativista Chico Mendes relataram que as alterações estão acontecendo de forma rápida para uma Unidade de Conservação e que a agricultura e principalmente a pecuária são os desencadeadores dessas mudanças.

Esta realidade também pode ser verificada em outras Unidades de Conservação do estado. Uma pesquisa sobre a efetividade de gestão das UCs do Acre, desenvolvida por WWF-BRASIL et al. (2009) por meio do método *Rappam* (*Rapid Assessment and Prioritization of Protected Area Management* - Método para a Avaliação Rápida e Priorização da Gestão de Unidades de Conservação) revelou que mais de 80% das UCs têm na

⁵ O Sistema Nacional de Unidade de Conservação (SNUC) divide as Unidades de Conservação (UCs) federais, estaduais e municipais em dois grandes grupos: proteção integral e uso sustentável. As UCs do primeiro grupo visam à preservação da natureza, sendo admitido apenas o uso indireto dos seus recursos naturais, tais como recreação em contato com a natureza, turismo ecológico, pesquisa científica, educação ambiental, entre outras. Já as UCs do segundo grupo visam compatibilizar a conservação da natureza com o uso sustentável dos recursos, conciliando a presença humana nas áreas protegidas. Nessas UCs a coleta e uso dos recursos naturais são permitidas (BRASIL, 2000).

implantação de pastagens e nos incêndios antrópicos importantes fontes de pressões e ameaças⁶.

A pecuária é considerada pelas comunidades como uma atividade de baixo risco, elevada estabilidade econômica e pouca demanda de mão-de-obra, servindo como uma caderneta de poupança para estas populações. Assim, há um conflito entre a destinação destas áreas para fins de conservação e as aspirações das famílias residentes, pois a rentabilidade das atividades agropecuárias em relação à mão de obra empregada, muitas vezes, é maior do que a do extrativismo (ACRE, 2006).

Apesar da suscetibilidade a incêndios ser menor nas UCs de uso sustentável quando comparado, por exemplo, aos assentamentos e fazendas, a existência de cerca de 22% dessas áreas em regiões de alta probabilidade de incêndios não pode ser desconsiderada. Assim, as diversas ações governamentais já existentes, devem reforçar a capacitação das populações tradicionais em relação o uso de tecnologias adequadas para a exploração das UCs, de forma que o uso dessas áreas permaneça sustentável.

⁶ De acordo com o *Rappam*, pressões são atividades que causaram impactos negativos na Unidade de Conservação, nos cinco anos anteriores ao momento de avaliação. Ameaças também são atividades impactantes, mas analisadas sob a perspectiva de sua continuidade durante os cinco anos futuros. Ou seja, a mesma atividade, por exemplo, a implantação de pastagens, pode ser analisada como pressão e ameaça, dependendo de sua ocorrência no passado e presente (pressão) e probabilidade de ocorrência no futuro (ameaça). As pressões e ameaças são avaliadas por meio de sua tendência de ocorrência e criticidade, sendo esta última medida por meio da abrangência, impacto e permanência do dano ao ambiente (WWF-BRASIL et al., 2009).

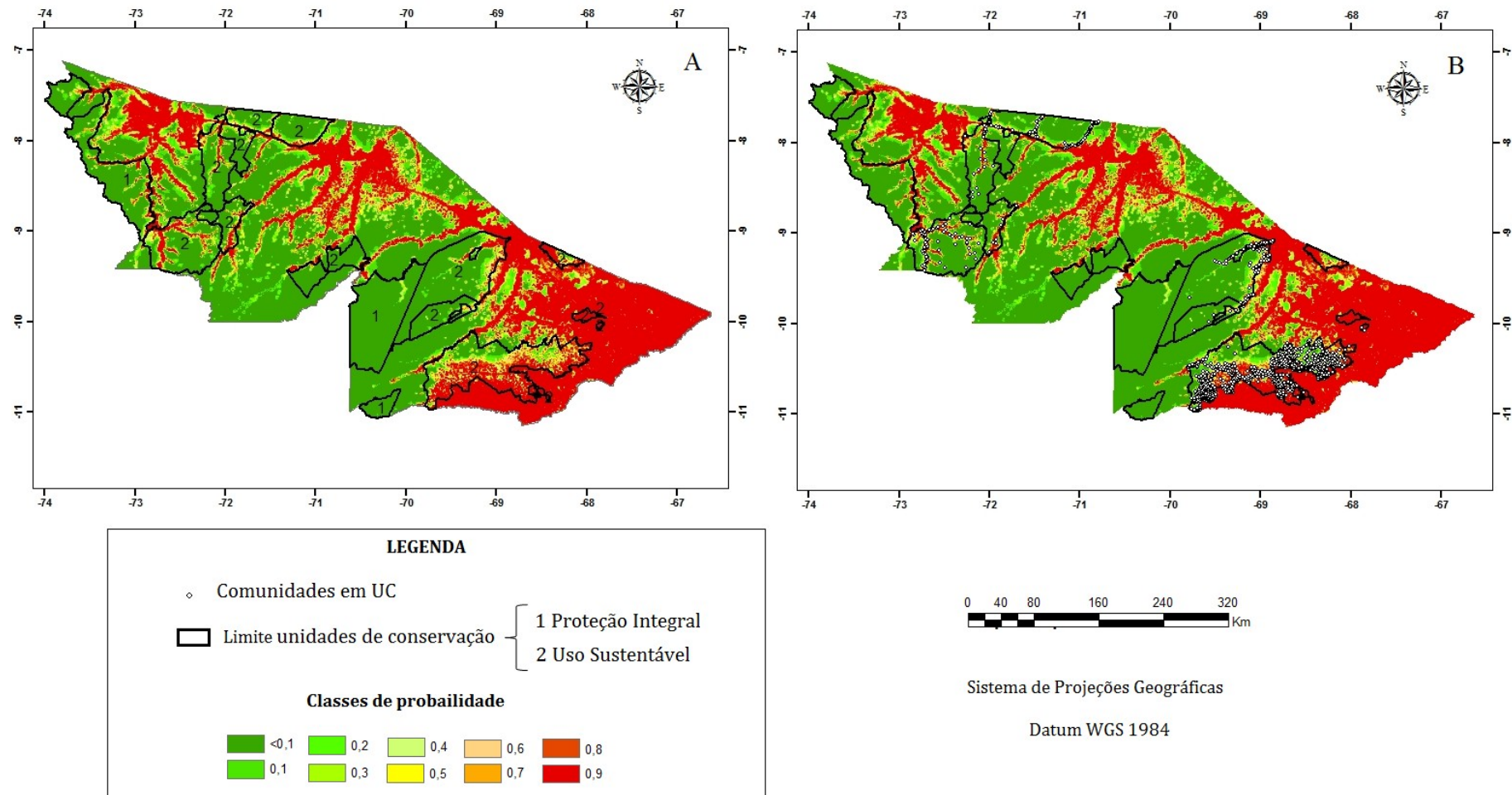


Figura 11. Sobreposição das Unidades de Conservação (A) juntamente com núcleos populacionais (B) em relação às classes de probabilidade do MGS.

Assim como as UCs de uso restrito, as Terras Indígenas apresentam >80% de suas terras em classes de baixa suscetibilidade a incêndios (Figura 12). Apenas 7,28% das terras encontram-se nas classes de probabilidade $\geq 0,8$ (Tabela 15).

Embora alguns povos indígenas também utilizem o fogo para implantação de seus roçados, a baixa densidade populacional das tribos e a não criação de gado contribui para uma utilização pequena desta técnica quando comparada a outros tipos de ocupação (ARIMA et al., 2007).

Tabela 15. Probabilidade de ocorrência de incêndios de acordo com o MGSI, em relação às terras indígenas

PROBABILIDADE CLASSES	TERRA INDÍGENA	
	Área (ha)	(%)
<0,1	2.076.133,10	75,96
0,1	171.009,81	6,26
0,2	84.454,23	3,09
0,3	59.438,17	2,17
0,4	38.424,67	1,41
0,5	31.019,92	1,13
0,6	35.322,68	1,29
0,7	38.624,80	1,41
0,8	46.629,94	1,71
$\geq 0,9$	152.197,73	5,57
TOTAL	2.733.255,04	100,00

A menor probabilidade de incêndios em áreas protegidas, com destaque para as Unidades de Conservação de Uso Restrito e Terras Indígenas, também foi relatada por outros estudos na região Amazônica, tais como: Nepstad et al. (2006); Arima et al. (2007) e Silvestini et al. (2011).

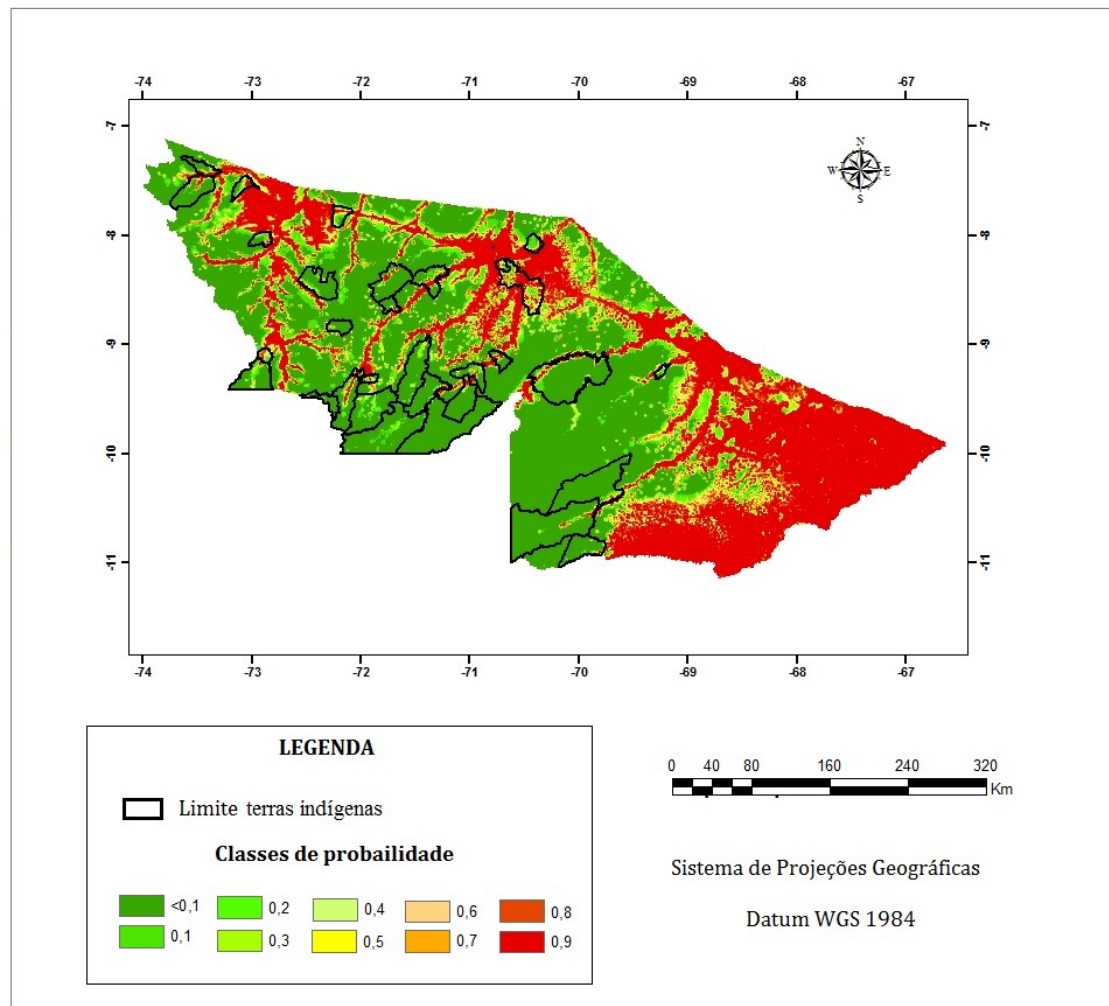


Figura 12. Sobreposição das terras indígenas (F) em relação às classes de probabilidade do MGSI

Em relação aos tipos de vegetação, a análise da suscetibilidade a incêndios de acordo com o MGSI revelou que as classes apresentam comportamento diferenciado. Nesse sentido, destaca-se a classe “antropizada”, que teve aproximadamente 98% de sua área identificada com probabilidade $\geq 0,8$ (Tabela 16). Esse resultado reforça mais uma vez a grande contribuição antrópica em relação à distribuição espacial do fogo.

Dentre as fitofisionomias, a classe Campinarana é a única que constitui uma formação não florestal no Acre (ACRE, 2006). Esta teve aproximadamente 41% de sua área classificada com probabilidade de incêndios $\geq 0,8$. Segundo Flores (2011) a inflamabilidade dessa fitofisionomia durante a estação seca é decorrente da grande quantidade de material combustível presente, principalmente raízes finas.

Entre as diversas fitofisionomias florestais e suas composições, verifica-se que, de forma geral, aquelas caracterizadas por Floresta Densa apresentam baixa suscetibilidade ao fogo, principalmente quando esta é a composição principal. Porém, onde ocorrem na forma de manchas com outras formações, o efeito pode ser diferenciado. Nesse sentido, destacam-se as composições FAB + FAP + FD (Floresta Aberta de Bambus+ Floresta Aberta de Palmeiras + Floresta Densa) e FAB + FD (Floresta Aberta de Bambus + Floresta Densa), que tiveram aproximadamente 69% e 54% de suas áreas classificadas como probabilidade $\geq 0,8$, respectivamente.

Estes resultados vão ao encontro dos obtidos por Silva et al. (2013). Estes autores, ao quantificarem a variação anual dos incêndios florestais 1989 e 2010, para uma cena Landsat do leste do Acre, concluíram que as tipologias florestais formadas por Floresta Aberta de Bambu e Floresta Aberta de Palmeiras são as mais suscetíveis ao fogo.

De acordo com Alencar et al. (2006) as florestas de transição e abertas são mais tolerantes à seca do que a floresta densa. No entanto, quando ocorre um período de estiagem muito severo, estas fitofisionomias tornam-se mais suscetíveis a incêndios, pois os indivíduos arbóreos perdem suas folhas em situação de estresse hídrico.

Ao mesmo tempo, a exploração madeireira das árvores de maior porte, abre clareiras nessas florestas e amplia a abertura do dossel florestal. Isso promove um microclima mais seco, onde a serapilheira não consegue conservar a umidade, o que aumenta a suscetibilidade ao fogo (ROCKWELL et al., 2007; VELDMAN et al., 2009; SMITH e NELSON., 2011).

Especificamente em relação às Florestas de Bambu, outro aspecto importante é o ciclo de vida dos bambus, onde cada população apresenta um único evento com floração, frutificação e posterior senescência de toda a população, cuja longevidade alcança aproximadamente 28 anos. Estes eventos de mortalidade em massa podem aumentar o risco de incêndios florestais (CARVALHO et al., 2013).

Outra formação que teve grande parte de sua área com alta suscetibilidade a incêndios foi a FAP – Aluvial (Floresta Aberta de Palmeiras-Aluvial), com aproximadamente 75% de área com probabilidade $\geq 0,8$. Nesse caso, além das características intrínsecas a esse tipo de vegetação, a proximidade dessas áreas em relação aos rios e, conseqüentemente, aos núcleos populacionais, explicam a alta probabilidade.

Nesse sentido, outras formações que também apresentam a presença de Floresta Aberta de Bambus e Floresta Aberta de Palmeiras não tiveram suas áreas enquadradas em classes de maior suscetibilidade a incêndios, possivelmente devido aos diversos tipos de uso do solo inibidores de fogo nessas áreas ou em seu entorno, tais como a presença de unidades de Conservação (principalmente de proteção integral) e terras indígenas. Essa hipótese, no entanto, precisa ser investigada em outros estudos mais detalhados, por meio de dados de cicatrizes de fogo e informações levantadas em campo.

Tabela 16. Probabilidade de ocorrência de incêndios de acordo com o MGSI, em relação as

PROBABILIDADE	ÁREAS ANTROPIZADAS		CAMPINARANA		FAB - ALUVIAL		FAB + FAP
Classes	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)
<0,1	1.843,81	0,11	0,00	0,00	69.379,06	30,35	2.147.550,36
0,1	614,60	0,04	437,13	8,33	22.463,71	9,83	270.761,10
0,2	4.404,65	0,26	655,69	12,50	11.231,85	4,91	215.646,88
0,3	4.507,08	0,26	874,25	16,67	11.629,44	5,09	152.215,44
0,4	512,17	0,03	218,56	4,17	7.255,98	3,17	122.253,35
0,5	1.434,07	0,08	327,84	6,25	5.566,23	2,43	105.117,84
0,6	3.073,01	0,18	218,56	4,17	4.572,26	2,00	106.520,74
0,7	9.526,34	0,55	327,84	6,25	6.758,99	2,96	123.155,21
0,8	30.422,82	1,77	983,53	18,75	11.033,06	4,83	183.780,85
≥ 0,9	1.665.879,73	96,73	1.202,09	22,92	78.722,37	34,43	788.834,70
TOTAL	1.722.218,28	100,00	5.245,50	100,00	228.612,94	100,00	4.215.836,47
PROBABILIDADE	FAP - Aluvial		FAP + FAB		FAP + FAB + FD		FAP + FD
Classes	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)
<0,1	18.477,66	2,27	1.680.260,86	57,54	935.416,35	83,13	702.195,87
0,1	20.988,21	2,58	219.645,85	7,52	21.672,58	1,93	122.935,22
0,2	19.481,88	2,40	120.695,50	4,13	10.886,22	0,97	74.712,01
0,3	24.804,25	3,05	93.464,20	3,20	8.988,63	0,80	58.605,27
0,4	23.197,50	2,85	79.898,42	2,74	12.484,20	1,11	48.223,21
0,5	22.996,66	2,83	77.404,71	2,65	9.388,12	0,83	42.595,55
0,6	29.825,36	3,67	89.873,26	3,08	9.887,49	0,88	45.506,41
0,7	40.670,94	5,00	92.267,22	3,16	16.079,65	1,43	51.328,12
0,8	66.981,53	8,24	134.760,01	4,61	28.563,86	2,54	80.533,73
≥ 0,9	545.693,57	67,11	332.062,24	11,37	71.909,01	6,39	626.513,58
TOTAL	813.117,56	100,00	2.920.332,27	100,00	1.125.276,11	100,00	1.853.148,95

classes de vegetação

Tabela 16. Continuação

PROBABILIDADE	FAB + FAP + FD		FAB + FD		FABD		FAP
Classes	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)
<0,1	0,00	0,00	6.637,80	10,50	859.782,52	54,65	133.479,76
0,1	3.362,98	8,73	4.755,44	7,52	128.737,49	8,18	42.130,49
0,2	2.547,71	6,61	990,72	1,57	70.465,78	4,48	38.536,42
0,3	1.834,35	4,76	1.387,00	2,19	55.972,82	3,56	32.845,81
0,4	713,36	1,85	2.972,15	4,70	46.077,63	2,93	22.962,11
0,5	1.324,81	3,44	3.665,65	5,80	40.380,39	2,57	20.066,89
0,6	1.019,09	2,65	3.764,72	5,96	47.876,75	3,04	21.165,08
0,7	1.019,09	2,65	4.854,51	7,68	60.270,73	3,83	26.256,68
0,8	2.343,90	6,08	6.835,94	10,82	76.462,87	4,86	35.641,19
≥ 0,9	24.356,13	63,23	27.343,76	43,26	187.109,15	11,89	189.986,53
TOTAL	38.521,42	100,00	63.207,68	100,00	1.573.136,14	100,00	563.070,95

PROBABILIDADE	FAP + PAB		FD		FD - Submontana		FD + FAP
Classes	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)
<0,1	8.077,97	86,17	26.873,02	60,61	68.085,02	91,45	448.976,62
0,1	199,46	2,13	4.496,26	10,14	2.626,43	3,53	106.297,79
0,2	199,46	2,13	1.882,16	4,25	1.111,18	1,49	53.464,63
0,3	99,73	1,06	1.986,72	4,48	1.010,16	1,36	39.782,74
0,4	199,46	2,13	1.254,77	2,83	303,05	0,41	36.309,64
0,5	99,73	1,06	836,51	1,89	404,07	0,54	37.362,10
0,6	398,91	4,26	1.359,34	3,07	808,13	1,09	32.205,07
0,7	99,73	1,06	418,26	0,94	101,02	0,14	37.677,83
0,8	0,00	0,00	1.150,21	2,59	0,00	0,00	61.147,54
≥ 0,9	0,00	0,00	4.078,01	9,20	0,00	0,00	320.893,04
TOTAL	9.374,43	100,00	44.335,26	100,00	74.449,05	100,00	1.174.117,00

4. CONCLUSÕES

Esse trabalho constituiu-se na primeira proposta de modelagem da suscetibilidade a incêndios especificamente para o estado do Acre, o que contribui para a identificação das principais co-variáveis que controlam a sua ocorrência.

De forma geral, verificou-se que:

- Tanto o equilíbrio entre o número de amostras para áreas com presença ou ausência de fogo, quanto o aumento do limiar de exclusão, interferem no desempenho geral dos modelos, sendo que esse último parâmetro revelou-se mais importante para os anos analisados.
- O aumento do número de co-variáveis para a composição do modelo não se refletiu significativamente na melhoria do seu desempenho.
- O algoritmo *Random Forest* foi capaz de gerar modelos com excelente desempenho.
- O modelo geral de suscetibilidade a incêndios (MGSI) com variáveis prioritariamente antrópicas teve excelente concordância com a distribuição de focos de calor em anos subsequentes (2011 a 2015).
- Embora a estiagem propicie um aumento do número de focos de calor, o seu padrão espacial está mais relacionado a fatores antrópicos, tais como a proximidade de áreas já desmatadas.
- A presença de terras indígenas e unidades de conservação de proteção integral revelaram um potencial inibidor para ocorrência de incêndios, em contraponto áreas de assentamentos e fazendas apresentaram-se como importantes fontes de ignição.

Os resultados apresentados podem ser úteis para o desenvolvimento de políticas de gestão mais adequadas para essa região, de forma a contribuir para o monitoramento, prevenção e combate aos incêndios nas áreas potencialmente mais críticas.

Embora o modelo proposto tenha apresentado um excelente desempenho, a utilização de dados de cicatrizes de fogo ao invés de focos de calor, permitirá o seu aperfeiçoamento. Ao mesmo tempo, as mudanças no uso do solo, tais como o aumento das áreas desmatadas, precisarão ser atualizadas ao longo do tempo. Além disso, as co-variáveis climáticas poderão ser incorporadas para a predição da intensidade do fenômeno entre anos diferentes.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACRE. Governo do Estado do Acre. Programa Estadual de Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado do Acre. **Zoneamento Ecológico-Econômico do Acre Fase II: documento Síntese** – Escala 1:250.000. Rio Branco: SEMA, 2006.
- ACRE. Secretaria de Estado de Meio Ambiente. **Plano integrado de prevenção, controle e combate às queimadas e aos incêndios florestais do estado do Acre**. 3ª ed. Rio Branco: SEMA, 2013.
- ALCANTARA FILHO, J. L.; FONTES, M. R. O. A formação da propriedade e a concentração de terras no Brasil. **Revista de História Econômica & Economia Regional Aplicada**, v. 4, n. 7, p.63-85, 2009.
- ALENCAR, A. A. C.; SOLORZANO, D. C.; NEPSTAD, D. C. Forest modeling forest understory fires in an Eastern Amazonian landscape. **Ecol. Appl.**, v.14, n. 4, p. S139–S149, 2004.
- ALENCAR, A., G. P.; ASNER, D. E.; KNAPP, D.; ZARIN, J. Temporal variability of forest fires in eastern Amazon. **Ecological Application**, v. 21, p.2397-2412, 2011.
- ALENCAR, A. C.; NEPSTAD, D.; DIAZ, M. C. V. Forest understory fire in the Brazilian Amazon in ENSO and non ENSO years: area burned and committed carbon emissions. **Earth Interactions**, v. 10, n. 6, p. 1-17, 2006.
- ARAGÃO, L. E. O. C., Y. MALHI, N. BARBIER, A. LIMA, Y. E. SHIMABUKURO, L. O. ANDERSON, AND S. SAATCHI. Interactions between rainfall, deforestation and fires during recent years in the Brazilian Amazonia. **Phil. Trans. R. Soc.**, v.363, p.1779-1785, 2008.
- ARAGÃO, L. E. O. C.; MALHI, Y.; ROMAN-CUESTA, R. M.; SAATCHI, S., ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. **Geophys. Res. Lett.**, v.34, L07701, 2007.
- ARAGÃO, L. E. O. C.; POULTER, B.; BARLOW, J.B; ANDERSON, L.O; MALHI, Y; SAATCHI, S., PHILLIPS, O.L.; GLOOR, E. Environmental change and the carbon balance of Amazonian forests. **Biological Reviews**, v. 89, p. 913-931, 2014.
- ARIMA, E. Y.; SIMMONS, C. S.; WALKER, R. T.; COCHRANE, M. A. Fire in the Brazilian Amazon: A spatially explicit model for policy impact analysis. **Journal of regional Science**, v.47, n.3, 541–567, 2007.
- BRASIL. Lei Federal Nº 9.985 de 18/07/2000. Regulamenta o artigo 225 da Constituição Federal e institui o Sistema Nacional de Unidades de Conservação e da outras providências, 2000.
- BREIMAN, L. Random forests. **Machine Learning Journal. Hingham**, v.45, p.5–32, 2001.
- BROWN, I. F.; SCHROEDER, W.; SETZER, A. ; M; DE LOS RIOSMALDONADO; PANTOJA, N.; DUARTE, A. ; MARENGO, J. Monitoring Fires in Southwestern Amazonia Rain Forests **Eos, Transactions, American Geophysical Union**, v. 87, n. 26, p.253-264, 2006.
- CARDOSO, M. F., HURTT, G., MOORE, B., NOBRE, C. A.; PRINS, E. Projecting future fire activity in Amazonia. **Global Change Biology**, v.9, n. 5, p. 656-669, 2003.
- CARVALHO, A. L.; NELSON, B. W; BIANCHINI, M.C.; PLAGNOL, D.; KUPLICH, T.M.; DALY, D.C. Bamboo-dominated forests of the Southwest Amazon: detection, spatial extent, life cycle length and flowering waves. **Plos One**, v. 8, p.e54852, 2013.
- CASTELLI, M.; VANNESCHI, L.; POPOVIČ, A. Predicting burned areas of forest fires: an artificial intelligence approach. **Fire Ecology**, v. 11, n. 1, p.106-118, 2015.

CENSO DEMOGRÁFICO BRASILEIRO 2010. Disponível em: <www.ibge.gov.br> Acesso em 06/09/2014.

CHEN, Y.; RANDERSON, J.T.; MORTON, D.C.; DE FRIES, R. S.; COLLATZ, G. J.; KASIBHATLA, P. S.; GIGLIO, L.; JIN, Y.; MARLIER, M.E.. Forecasting Fire Season Severity in South America Using Sea Surface Temperature Anomalies. **Science**, v. 334, p. 787-791, 2011.

CHUVIECO, E.; CONGALTON, R.G. Application of remote sensing and geographic information systems to forest fire hazard mapping. **Remote Sens. Environ.** v. 29, p. 147–159, 1989.

COCHRANE, M. A. Fire science for rainforest. **Nature**, v.421, p. 913-919, 2003.

COCHRANE, M. A forest fire, deforestation and landcover change in the Brazilian Amazon. THE JOINT FIRE SCIENCE CONFERENCE AND WORKSHOP, 2009.

COCHRANE, M. A.; C. P. BARBER. Climate change, human land use and future fires in the Amazon. **Global Change Biology**, v. 15, p.601-612, 2009.

COCHRANE, M., AND W. F. LAURANCE. Fire as a large-scale edge effect in Amazonia forests. **Journal of Tropical Ecology**, v. 18, p.311-325, 2002.

CONGALTON, R.; GREEN, K. **Assessing the Accuracy of Remotely Sensed Data - Principles and Practices**. Boca Raton: CRC Press, Taylor & Francis Group, 2009.

CORTEZ, P.; MORAIS, A. D. J. R.. A data mining approach to predict forest fires using meteorological data. In: NEVES, J.M.; SANTOS, M.F; MACHADO, J.M., editors. **Proceedings of the Portuguese conference on artificial intelligence (EPIA 2007)** Guimarães, Portugal. Springer, Berlin Heidelberg, Germany, p.512-523, 2007.

DAVIDSON, E. A., A. C. DE ARAÚJO, P. ARTAXO, J. K. BALCH, I. F. BROWN, M. M. BUSTAMANTE, M. T. COE, R. DEFRIES, M. KELLER, M. LONGO, J. W. MUNGER, W. SCHROEDER, B. SOARES FILHO, C. SOUZA JR, AND S. C. WOFYSY. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 48, p.321-328, 2012.

ESKANDARI, S.; CHUVIECO, E. Fire danger assessment in Iran based on geospatial information. **Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinf.**, v. 42, p. 57–64, 2015.

FLORES, B. M. **Incêndios rasteiros em florestas sazonalmente alagáveis por água preta na Amazônia: carga de combustível e recuperação lenta**. Manaus. 46 f. Dissertação (Biologia (Ecologia)) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, 2011.

GUYON, I.; ELISSEEFF, A. An introduction to variable and feature selection. **Journal of Machine Learning Research**, v.3, p.1157-1182, 2003.

HOFFMAN, W. A., SCHROEDER, W.; JACKSON R. B. Regional feedbacks among fire, climate, and tropical deforestation, **J. Geophys. Res.**, v.108, n D23, 4721, 2003.

JANBAZ GHOBADI, G.H.; GHOLIZADEH, B.; MAJIDI DASHLIBURUN, O. Forest fire risk zone mapping from geographic information system in Northern Forests of Iran (Case study, Golestan province). **Int. J. Agri. Crop Sci.**, v. 4, n.12, p. 818–824, 2012.

KELLNDORFER, J.; WALKER, W.; PIERCE, L.; DOBSON, C.; FITES, J. A.; HUNSAKER, C.; VONA, J.; CLUTTER, M. Vegetation height estimation from shuttle radar topography mission and national elevation datasets. **Remote Sensing of Environment**, v. 93, p.339–358, 2004.

LANDIS, J. R.; KOCH, G. G. The measurement of observer agreement for categorical data. **Biometrics**, v.33, n.1, p.159-174, 1977.

LEUENBERGER, M., KANEVSKI, M., VEGA OROZCO, C.D. Forest fires in a random forest. **Eur. Geosci. Union Gen. Assembly**, v.15, p. 3238, 2013.

LEWIS, S. L.; BRANDO P. M.; PHILLIPS, O. L.; VAN DER HEIJDEN, G. M. F.; NEPSTAD, D. The 2010 Amazon drought. **Science**, v.331, n.6017, p.554–554, 2011.

LIAW, A.; WIENER, M. Classification and Regression by random Forest, **RNews**, v. 2, p. 18–22, 2002.

MAEDA, E. E.; FORMAGGIO, A. R.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARCOVERDE, G. F. B.; HANSEN, M. C. Predicting forest fire in the Brazilian Amazon using MODIS imagery and artificial neural networks. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.11, n. 4, 265-272, 2009.

MARENGO, J. A., C. A. NOBRE, J. TOMASELLA, M. D. OYAMA, G. S. OLIVEIRA, R. OLIVEIRA, H. CAMARGO, L. M. ALVES, NA DI. F. BROWN. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 2, p. 495–516, 2008.

MARENGO, J. A., J. TOMASELLA, L. M. ALVES, W. R. SOARES, AND D. A. RODRIGUEZ . The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophys. Res. Lett.**, v. 38, n.12, L12703, 2011.

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration to the time scales. In: CONFERENCE ON APPLIED CLIMATOLOGY, 8, 1993, Anaheim, CA. Proceedings. Boston: American Meteorological Society, p. 179-184, 1993.

MESQUITA, A. G. G. **Impactos das queimadas sobre o ambiente e a biodiversidade acreana**. Revista Ramal de Ideias, 2010. Disponível em: < <http://queimadas.cptec.inpe.br/~rqueimadas/> >. Acesso em: 01 de fevereiro de 2016.

MU, Q.; ZHAO M.; RUNNING, S.W. Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, p. 1781–1800, 2011.

NEPSTAD, D.C.; CARVALHO, C.R.; DAVIDSON, E.A.; JIPP, P.; LEFEBVRE, P.; NEGREIROS, G.H.; SILVA, E.D.; STONE, T.; TRUMBORE, S.; VIEIRA, S.S.. The Role of Deep Roots in the Hydrological and Carbon Cycles of Amazonian Forests and Pastures. **Nature**, v. 372 , p. 666-669, 1994.

NEPSTAD, D. C., VERISSIMO, A., ALENCAR, A., NOBRE, C. Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. **Nature**, v. 398, p. 505-508, 1999.

NEPSTAD, D. C., CARVALHO, G., CRISTINA B. A., ALENCAR, A., PAULO C. J., BISHOP, J., MOUTINHO, P., LEFEBVRE, P., LOPES SILVA, U. & PRINS, E. Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests. **Forest Ecology and Management**, v. 154, n. 3, p. 395-407, 2001.

NEPSTAD, D.; LEFEBVRE, P.; LOPES DA SILVA, U; TOMASELLA, J.; SCHLESINGER, P.; SOLÓRZANO, L; MOUTINHO, P; RAY, D., AND GUERREIRA BENITO, J. Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: A basin-wide analysis, **Global Change Biol.**, v.10, n.5, 704–717, 2004.

NEPSTAD, D. C.; SCHWARTZMAN S.; BAMBERGER, B.; SANTILLI, M.; RAY, D.; SCHLESINGER, P.; LEFEBVRE, P.; ALENCAR, A.; PRINZ, E.; FISKE, G.; ROLLA, A.. Inhibition of Amazon deforestation and fire by parks and indigenous lands. **Conservation Biology**, v.20, p.65–73, 2006.

OLIVEIRA, S.; OEHLER, F.; SAN-MIGUEL-AYANZ, J.; CAMIA, A.; PEREIRA, J.M.C. Modeling spatial patterns of fire occurrence in Mediterranean Europe using multiple regression and random forest. **Forest Ecology and Management**, v. 275, p.117–129, 2012.

PANTOJA, M.C; COSTA, E.L.; POSTIGO, A. A presença do gado em reservas extrativistas: algumas reflexões. **Revista Pós Ciências Sociais**, v. 6, n. 12, p.1-27, 2010.

POURTAGHI, S. D.; POURGHASEMI, H. R.; ARETANO, R.; SEMERARO, T. Investigation of general indicators influencing on forest fire and its susceptibility modeling using different data mining techniques. **Ecological Indicators**, v. 64, p. 72–84, 2016.

RAY, D., NEPSTAD, D. and MOUTINHO, P. Micrometeorological and canopy controls of fire susceptibility in forested Amazon landscape, **Ecol. Appl.**, v. 15, n.5, 1664–1678, 2005.

ROCKWELL, C. A.; KAINER, K. A.; MARCONDES, N.; BARALOTO, C. Ecological limitations of reduced-impact logging at the smallholder scale. **Forest Ecology and Management**, v. 238, p.365-374, 2007.

- SAN-MIGUEL-AYANZ, J., CARLSON, J.D., ALEXANDER, M., TOLHURST, K., MORGAN, G., SNEEUWJAGT, R. Current methods to assess fire danger potential. In: CHUVIECO, E. (Ed.), **Wildland Fire Danger Estimation and Mapping**. The role of remote sensing data. World Scientific, Singapore, 2003, p. 21–61.
- SCHROEDER, W.; ALENCAR, A.; ARIMA, E.; SETZER, A. The Spatial Distribution and Interannual Variability of Fire in Amazonia. **Amazonia and Global Change Geophysical Monograph Series 186**, 2009.
- SILVA, S. S.; ALENCAR, A. A.C; MENDOZA, E. R. H; BROWN, F. Dinâmica dos incêndios florestais no Estado do Acre nas décadas de 90 e 00. In: Anais XVI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO - SBSR, INPE. Foz do Iguaçu, PR, Brasil, 13 a 18 de abril de 2013.
- SILVESTRINI, R. A.; SOARES-FILHO, B.S.; NESPTAD, D.; COE, M.; RODRIGUES, H.; ASSUNÇÃO, R. Simulating fire regimes in the Amazon in response to climate change and deforestation. **Ecological Applications**, v. 21, p. 1573–1590, 2011.
- SMITH, M.; NELSON, B. W. Fire favors expansion of bamboo-dominated forests in the south-west Amazon. **Journal of Tropical Ecology**, v. 27, p.59-64, 2011.
- SOARES FILHO, B.; SILVESTRINI, R.; NEPSTAD, D.; BRANDO,P.; RODRIGUES, H.; ALENCAR, A.; COE, M.; LOCKS, C.; LIMA, L.; HISSA, L.; STICKLER, C. Forest fragmentation, climate change and understory fire regimes on the Amazonian landscapes of the Xingu headwaters. **Landscape Ecology**, v. 27, n.4, p. 585-598, 2012.
- STOJANOVA, D; PANOV, P.; KOBLER, A.; DZEROSKI, S., TASKOVA, K. Learning to predict forest fires with different data mining techniques. In: PROCEEDINGS OF THE 9TH INTERNATIONAL MULTI CONFERENCE INFORMATION SOCIETY IS, 9-3th October 2006.
- VADJUNEC, J.; GOMES, C. V.; LUDWIGES, T. Land-Use/Land-Cover Change Among Rubber Tapper in the Chico Mendes Extractive Reserve, Acre, Brazil. **Journal of Land Use Science**, v. 1, p. 1-26, 2009.
- VELDMAN, J. W.; MOSTACEDO, B.; PENA-CLAROS, M.; PUTZ, F. E. Selective logging and fire as drivers of alien grass invasion in a Bolivian tropical dry forest. **Forest Ecology and Management**, v. 258, p.1643-1649, 2009.
- WITTEN, I. H.; FRANK, E.; HALL, M. A. **Data mining: practical machine learning tools and techniques**. 3ed. San Francisco: Morgan Kaufmann, 2011.
- WWF-BRASIL, SECRETARIA DE ESTADO DE MEIO AMBIENTE DO ACRE, SECRETARIA DE ESTADO DE FLORESTA DO ACRE, INSTITUTO CHICO MENDES DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE. **Efetividade de gestão das unidades de conservação no Estado do Acre**. Brasília: WWF-Brasil, 2009.

CONCLUSÕES GERAIS

Diante da escassez de dados regularmente espacializados e com longa série temporal para a região, a validação de dados de precipitação e temperatura realizada nesse trabalho assume grande importância, pois estes poderão ser utilizados para pesquisas futuras em diferentes áreas.

Ao mesmo tempo, a análise do comportamento do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) ao longo de 50 anos permitiu a identificação de padrões de variabilidade natural do clima, os quais influenciam na ocorrência de eventos extremos.

A análise dos efeitos sinérgicos entre tais eventos e fatores antrópicos, tais como o desmatamento, contribuem para o entendimento sobre os padrões temporais e espaciais da suscetibilidade ao fogo no estado do Acre.

Nesse sentido, o entendimento dos padrões climáticos que favorecem a ocorrência de eventos extremos contribui para a sua previsibilidade e permitem compreender a magnitude e a severidade dos incêndios florestais. Paralelamente, o entendimento dos fatores antrópicos que condicionam os incêndios, podem ser úteis para a intensificação do monitoramento, combate e prevenção nas áreas mais suscetíveis, de forma minimizar os impactos negativos para as populações e ecossistemas locais e contribuir para o desenvolvimento sustentável da região.

APÊNDICE

1. ANÁLISE GEOESTATÍSTICA PARA INTERPOLAÇÃO DO SPI

Após a validação dos dados do GPCC (Capítulo I) e geração do SPI (Capítulo II), os valores desse índice para cada um dos 60 pontos de grade foram agrupados em uma única tabela e exportados para o *ArcGis* 10.3. Com o intuito de analisar a relação entre a distribuição espacial de focos de calor e as condições de seca meteorológica, os dados pontuais do SPI foram interpolados para geração de uma superfície contínua (Capítulo III).

A seleção do método mais adequado baseou-se nas características inerentes a cada tipo de interpolador espacial. Os interpoladores são classificados em determinísticos e estocásticos. Os primeiros realizam uma previsão sobre a distribuição de dado fenômeno, mas não quantificam os erros aleatórios associados a essas previsões. Dentre os tipos de interpoladores determinísticos destacam-se: a Ponderação do Inverso das Distâncias (IDW - *Inverse Distance Weighting*), o Polinomial Global, o Polinomial Local e as Funções de Base Radial (DRUCK et al., 2004).

Já os segundos, além da predição, são capazes de quantificar os erros associados a ela, por meio de parâmetros estatísticos. Os métodos de Krigagem e Co-Krigagem enquadram-se nesse grupo, diferenciando-se entre si principalmente pelo número de variáveis utilizadas no processo de interpolação. Enquanto a Krigagem utiliza apenas uma variável, a Co-Krigagem utiliza duas ou mais variáveis (DRUCK et al., 2004)⁷.

Assim, diante da existência de apenas uma variável (SPI) para ser interpolada e devido a capacidade de mensuração das incertezas da predição, selecionou-se a Krigagem como método de interpolação neste estudo.

A Krigagem parte do princípio da autocorrelação espacial, ou seja, pontos mais próximos apresentam maior semelhança do que pontos mais distantes. Para modelar essa relação é utilizado o (semi) variograma que descreve o relacionamento entre a variância de pares de observações (pontos) e a distância que separa estas observações (h). Assim, a autocorrelação espacial pode ser utilizada para fazer melhores estimativas para pontos não amostrados (CAMARGO, 1997)⁸.

A Figura 1 apresenta os componentes do variograma, e os principais modelos existentes. O efeito pepita (Co=nugget) é o ponto inicial da curva, onde a curva toca o eixo γ e $h = 0$. Este parâmetro representa as estruturas não captadas pela escala de amostragem, por erros nas medições ou por variabilidade aleatória. O patamar (C=sill) é o valor de predição máximo da curva, onde ela se estabiliza, representando a variância do conjunto de dados. O alcance (a=range) é o ponto máximo onde existe autocorrelação espacial das variáveis, a partir dessa distância as amostras tornam-se independentes. C_1 é a contribuição do modelo ao conjunto de dados, sendo composto pelo valor do Patamar excluindo-se o efeito pepita.

A partir desse embasamento teórico, foram realizados testes no *ArcGis* 10.3 para verificar qual modelo apresentava o melhor ajuste aos dados de SPI de cada ano. Inicialmente, foram analisados parâmetros estatísticos descritivos dos dados, por meio da ferramenta *Explore Data > Histogram*. Em seguida, foi realizada uma análise da tendência dos dados, utilizando-se a ferramenta *Explore Data > Trend Analysis*. A partir dessa ferramenta, verificou-se a presença de anisotropia, ou seja, as direções de maior e menor variabilidade

7 DRUCK, S.; CARVALHO, M.S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A.V.M. (eds). **Análise Espacial de Dados Geográficos**. Brasília, EMBRAPA, 2004.

8 CAMARGO, E. C. G. **Desenvolvimento, implementação e teste de procedimentos geoestatísticos (krigeagem) no Sistema de Processamento de Informações Georeferenciadas (SPRING)**. São José dos Campos. 124 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1997.

espacial. Além disso, observou-se que os valores de SPI de todos os anos apresentavam uma tendência de distribuição espacial que se aproximava de um polinômio de 2º grau.

Após a realização destas análises exploratórias, foram realizadas interpolações através da ferramenta *Geoestatistical Wizard* > *Krigagem*. Foram realizadas interpolações com os modelos Esférico, Exponencial e Gaussiano, sem a remoção da tendência e sem considerar a anisotropia. Para aquele modelo que apresentou o melhor ajuste, foi realizado um novo teste, considerando-se a remoção da tendência e a anisotropia.

As estimativas de erros relacionados ao processo de interpolação foram realizadas através da validação cruzada (*Cross Validation*). Para tal, cada ponto de dados foi sistematicamente retirado e o modelo foi usado para obter um valor previsto para aquele local. O processo foi repetido para todos os pontos e os valores previstos e mensurados foram plotados em um gráfico de regressão.

Para a avaliação dos modelos, além destes coeficientes, foram utilizados os coeficientes de correlação (r) e de determinação (r^2) e os seguintes parâmetros estatísticos de erros: erro médio padronizado (Mean Standardized) dos valores preditos, sendo idealmente mais próximo de “0”; erro quadrático médio (Root-Mean-Square) buscando-se o mais baixo possível; erro padrão médio (Average Standard Error) idealmente o mais próximo do erro quadrático médio; erro quadrático médio padronizado (Root-Mean-Square Standardized) sendo desejável que se situe o mais próximo de “1” (JAKOB, 2003).

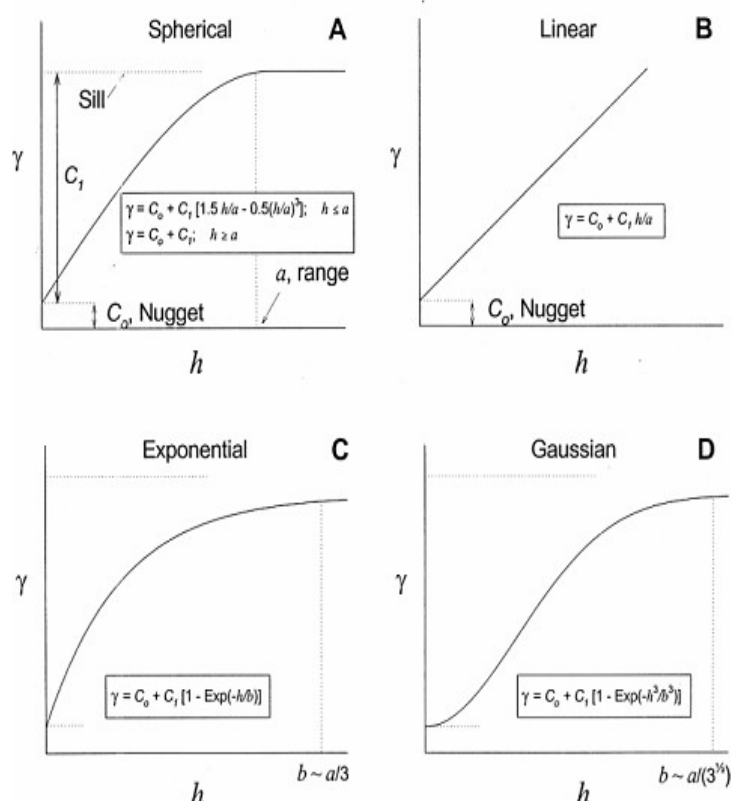
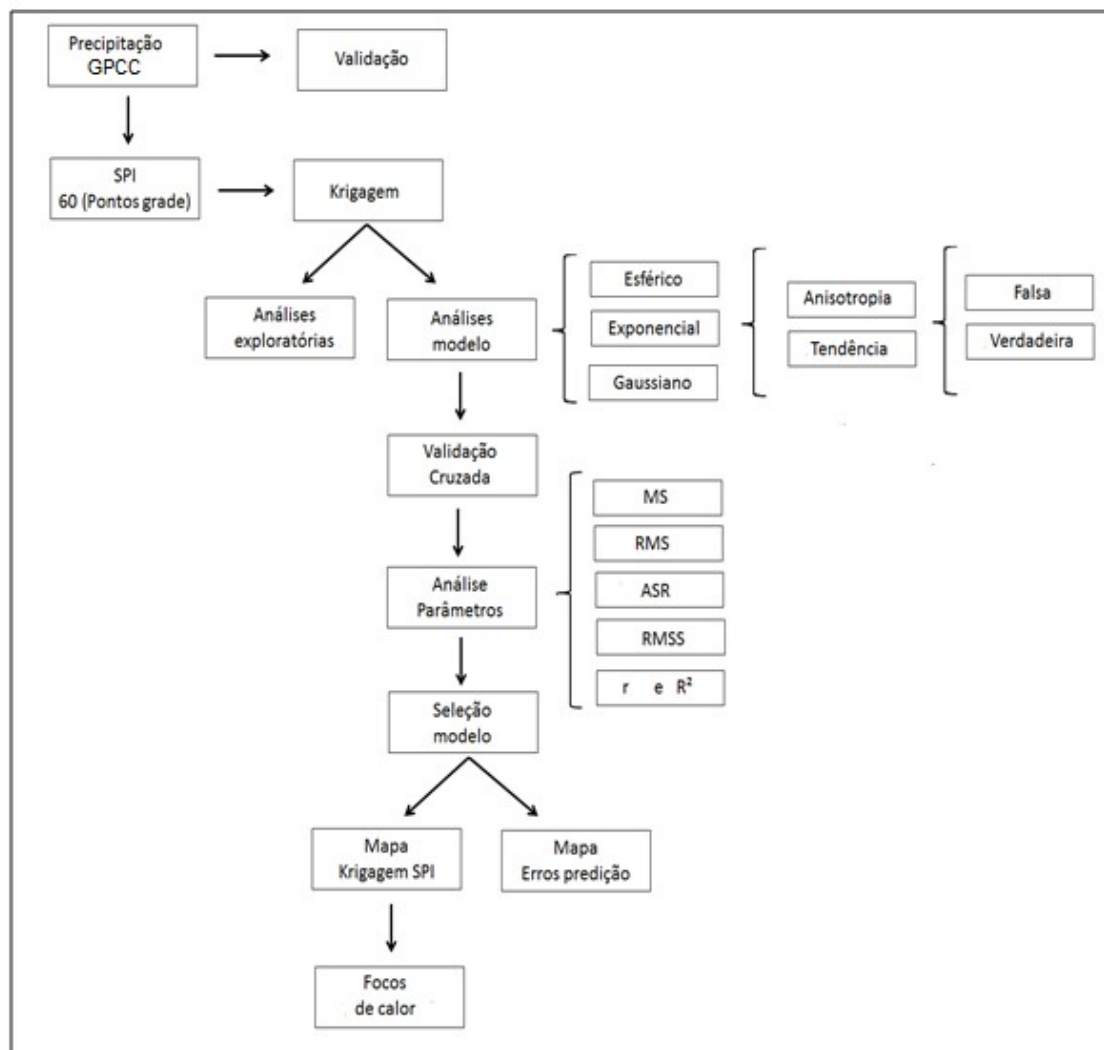


Figura 1. Componentes e modelos de variograma. A Esférico. B Linear. C. Exponencial. D. Gaussiano. Fonte: Jakob (2003)⁹.

9 JAKOB, A. A.E. **Análise Sócio-Demográfica da Constituição do Espaço Urbano da Região Metropolitana da Baixada Santista no período 1960-2000.** Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Doutorado em Demografia do Instituto de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Estadual de Campinas. Campinas, SP: [s.n.], 2003.

Após a seleção do melhor modelo de interpolação, foi gerado para cada ano um mapa com o os valores estimados de SPI para todo o estado, assim como um mapa dos erros de predição associados ao modelo utilizado. A resolução espacial do *raster* foi de 1 km. Por fim, os dados de focos de calor foram sobrepostos aos Mapas do SPI.

A Figura 2 apresenta um fluxograma que resume a metodologia empregada na análise geoestatística utilizada para a interpolação do SPI.



MS= erro médio padronizado (Mean Standardized); RMS= erro quadrático médio (Root Mean Square); ASR= erro padrão médio (Average Standard Error); RMSS= erro quadrático médio padronizado (Root-Mean-Square Standardized); r= coeficiente de correlação; r²= coeficiente de determinação.

Figura 2. Fluxograma simplificado das etapas da metodologia empregada para o cálculo e interpolação do índice SPI.

1.1 Incertezas Associadas ao Processo de Interpolação

As estimativas de valores do índice SPI para os pontos não amostrados pela grade de precipitação foram realizadas por meio da Krigagem. Considerando-se os parâmetros estatísticos (Tabela 1) de cada modelo, selecionou-se aquele que forneceu as estimativas com os menores erros.

Dos sete anos analisados, o modelo que mais se adequou foi o Gaussiano, fornecendo os menores erros de estimativa nos anos de 2004, 2005, 2006, 2007 e 2008, respectivamente.

Sendo que neste último a remoção da tendência ofereceu um melhor ajuste. Enquanto que o modelo esférico foi mais adequado para os anos de 2009 e 2010.

Todos os modelos selecionados apresentaram o menor erro quadrático médio (RMS), ou seja, forneceram dados estimados muito próximos aos dados da grade. Além disso, os coeficientes de determinação (r^2) de todos os modelos foram $>0,85$, indicando que uma alta proporção da variabilidade dos valores do índice SPI estimados pelos modelos é explicada pela variação nos dados dos pontos de grade.

As Figuras 4A e 4B apresentam o erro padrão associado às estimativas dos modelos. De forma geral, observa-se uma baixa incerteza variando de 0,02 até 0,23, isso se deve a utilização de dados que se apresentam regularmente distribuídos no espaço. Apesar disso, como já era esperado, os erros aumentam à medida que ocorre o afastamento dos pontos de grade.

Estes resultados corroboram com a análise dos semivariogramas de ajuste dos melhores modelos (Figura 3A e 3B), pois em todos os anos verificam-se valores baixos de efeito pepita (variando de 0 até 0,0306). Isso demonstra que os dados apresentaram um baixo erro aleatório e que a amostragem em uma grade regular de foi capaz de captar as variações dos valores de SPI satisfatoriamente.

Observou-se que as curvas dos semivariogramas atingiram patamares distintos ao longo dos anos, o que demonstra que a variância do conjunto de dados do índice SPI de cada ano reflete as condições de maior ou menor precipitação decorrentes da atuação de diversos sistemas meteorológicos no estado do Acre.

A autocorrelação espacial máxima (alcance) entre os pontos de grade também foi variável, com valores entre $2,95^\circ$ e $6,70^\circ$ de distância, correspondendo a aproximadamente 327,45 km e 743,7 km, respectivamente. Esta variação também pode ser atribuída à presença de sistemas meteorológicos que atuaram com maior ou menor frequência e intensidade ao longo da série.

Diante desses resultados, a interpolação do SPI utilizada nesse trabalho, foi realizada através de Krigagem pelo modelo gaussiano, o mais adequado para os dados de precipitação padronizada da área de estudo.

Tabela 1. Comparação entre resultados estatísticos de modelos de semivariogramas aplicados aos dados do índice SPI através de Krigagem ordinária para o estado do Acre.

Ano	Modelo	Média	RMS menor Possível	MS próximo 0	RMSS próximo 1	ASE próximo RMS	r	R ²
2004	Esférico	0.0053	0.2530	0.0115	0.8235	0.2862	0.9146	0.8366
2004	Exponencial	0.0113	0.2626	0.0262	0.7102	0.3554	0.9128	0.8332
2004	Gaussiano	0.0144	0.2398	0.0585	1.0600	0.1875	0.9274	0.8601
	Gaussiano							
2004	Tendência	-0.0020	0.2914	0.0018	1.1488	0.2363	0.8800	0.7744
2005	Esférico	0.0028	0.3027	0.0039	0.6423	0.4670	0.9307	0.8662
2005	Exponencial	0.0073	0.3277	0.0098	0.5373	0.6033	0.9263	0.8581
2005	Gaussiano	0.0097	0.2584	0.0371	1.0914	0.2455	0.9448	0.8927
	Gaussiano							
2005	Tendência	0.0016	0.3023	0.0130	0.9190	0.3311	0.9225	0.8510
2006	Esférico	0.0030	0.3805	0.0030	0.6440	0.8800	0.9305	0.8658
2006	Exponencial	0.0107	0.4018	0.0111	0.5232	0.7643	0.9273	0.8599
2006	Gaussiano	0.0122	0.3505	0.0443	1.0092	0.2700	0.9381	0.8800
	Gaussiano							
2006	Tendência	0.0048	0.3739	0.0114	1.3000	0.3783	0.9288	0.8626
2007	Esférico	-0.0034	0.3110	-0.0028	0.6472	0.4775	0.8762	0.8740
2007	Exponencial	-0.0005	0.3263	0.0010	0.5231	0.6199	0.9328	0.8702
2007	Gaussiano	-0.0006	0.2827	0.0113	1.0604	0.2719	0.9455	0.8940
	Gaussiano							
2007	Tendência	0.0030	0.2826	0.0168	0.9862	0.2857	0.9498	0.9021
2008	Esférico	0.0091	0.3059	0.0128	0.7379	0.3975	0.9316	0.8678
2008	Exponencial	0.0060	0.3162	0.0062	0.6040	0.5089	0.9291	0.8632
2008	Gaussiano	0.0203	0.3565	0.0421	1.0506	0.3068	0.9841	0.9685
	Gaussiano							
2008	Tendência	0.0091	0.3020	0.0185	1.2582	0.2237	0.9314	0.8675
2009	Esférico	-0.0020	0.4292	-0.0011	0.6552	0.6585	0.9390	0.8818
2009	Exponencial	0.0086	0.4347	0.0089	0.5237	0.8371	0.9383	0.8804
2009	Gaussiano	-0.0102	0.4588	-0.0082	1.0115	0.4510	0.9281	0.8614
	Esférico							
2009	Tendência	-0.0071	0.5756	-0.0124	1.0290	0.5547	0.8859	0.7849
2010	Esférico	-0.0135	0.5130	-0.0069	0.7584	0.6485	0.9257	0.8570
2010	Exponencial	-0.0146	0.5184	-0.0101	0.6175	0.8162	0.9233	0.8525
2010	Gaussiano	-0.0245	0.5210	-0.0243	0.9918	0.4929	0.9194	0.8453
	Esférico							
2010	Tendência	-0.0049	0.5918	-0.0082	1.0448	0.5583	0.8831	0.7798

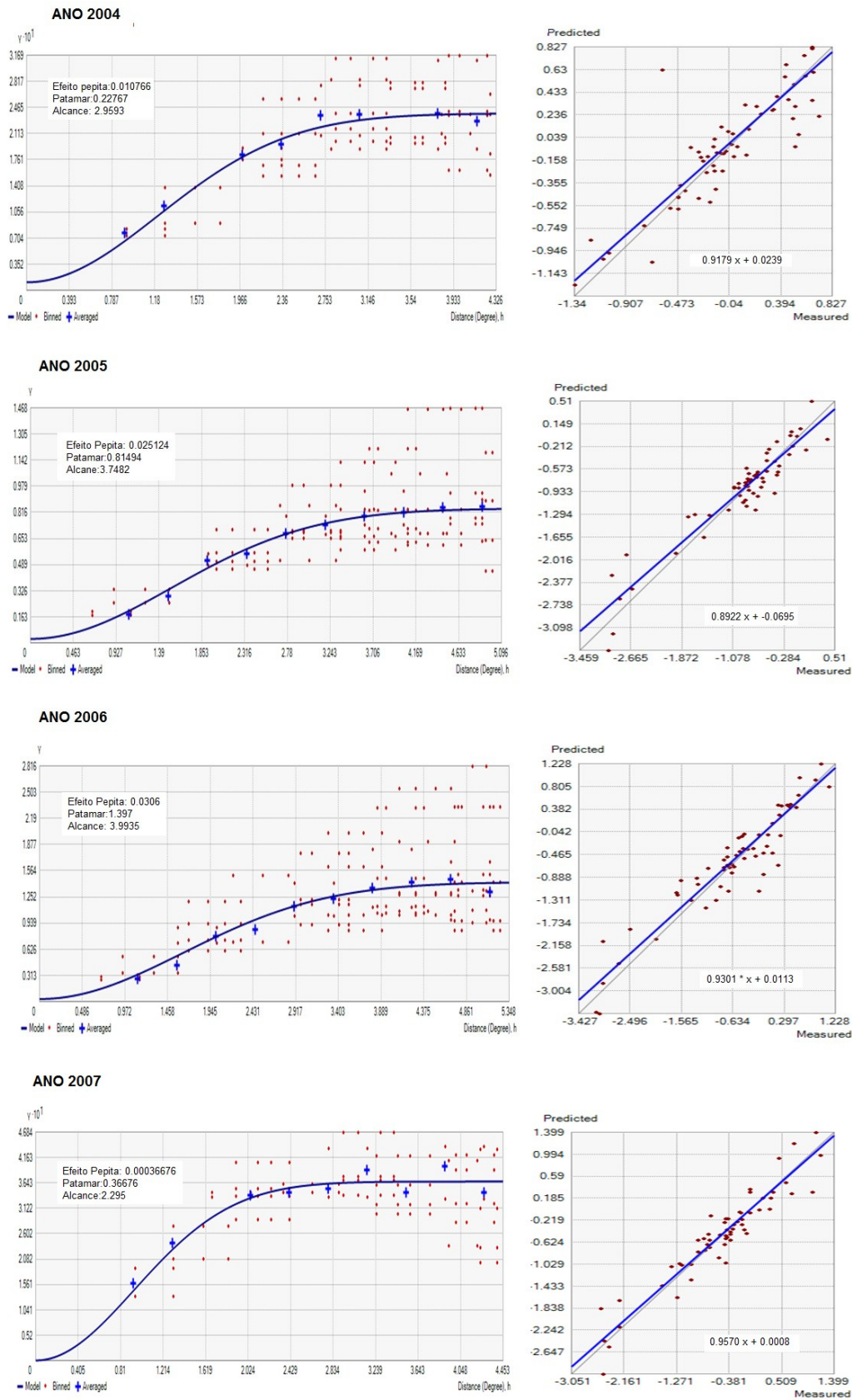


Figura 3A. Semivariogramas de modelos de Krigagem e validação cruzada aplicados ao índice SPI no período de 2004 e 2007 no estado do Acre.

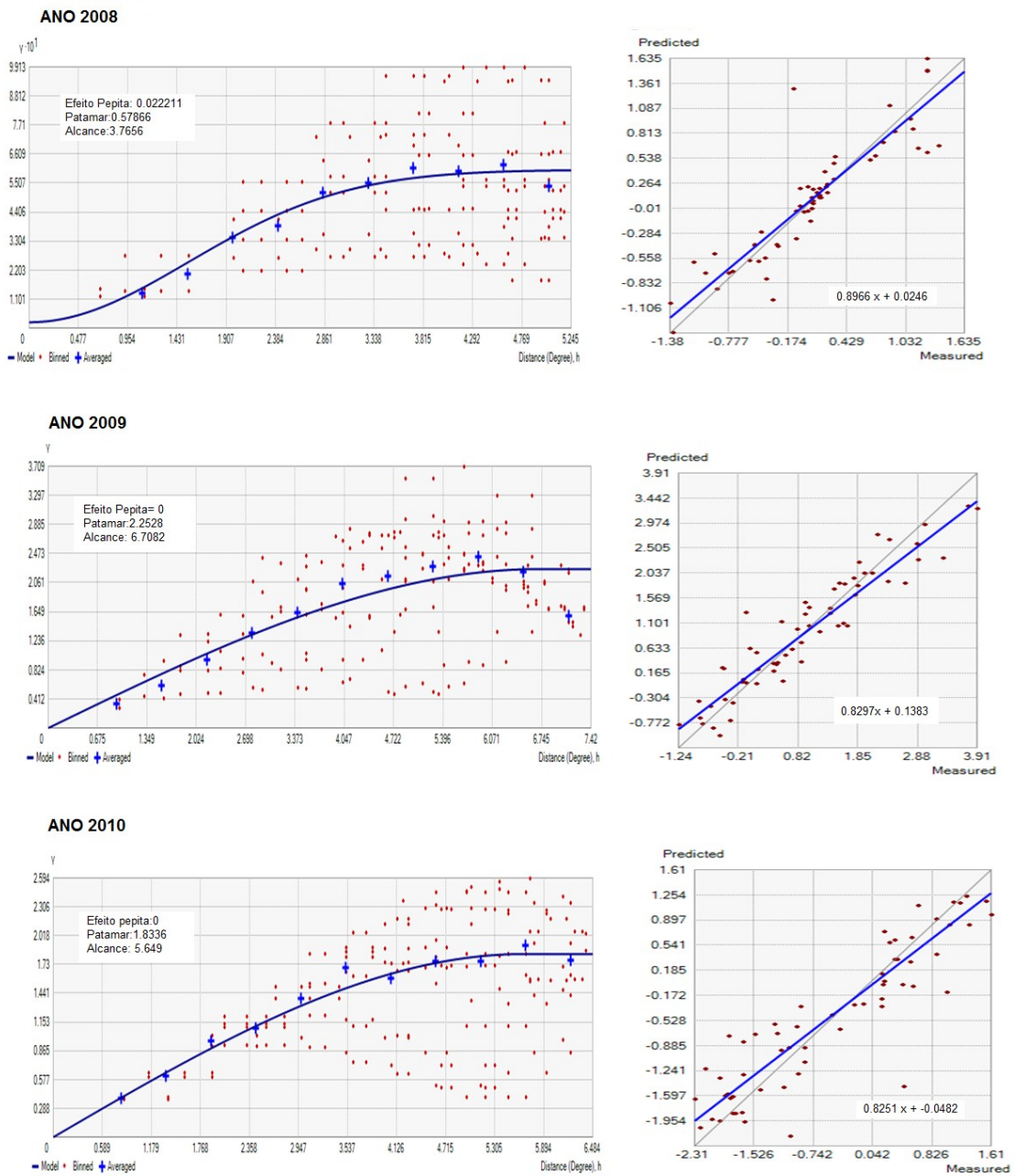


Figura 3B. Semivariogramas de modelos de Krigagem e validação cruzada aplicados ao índice SPI no período de 2008 e 2010 no estado do Acre.

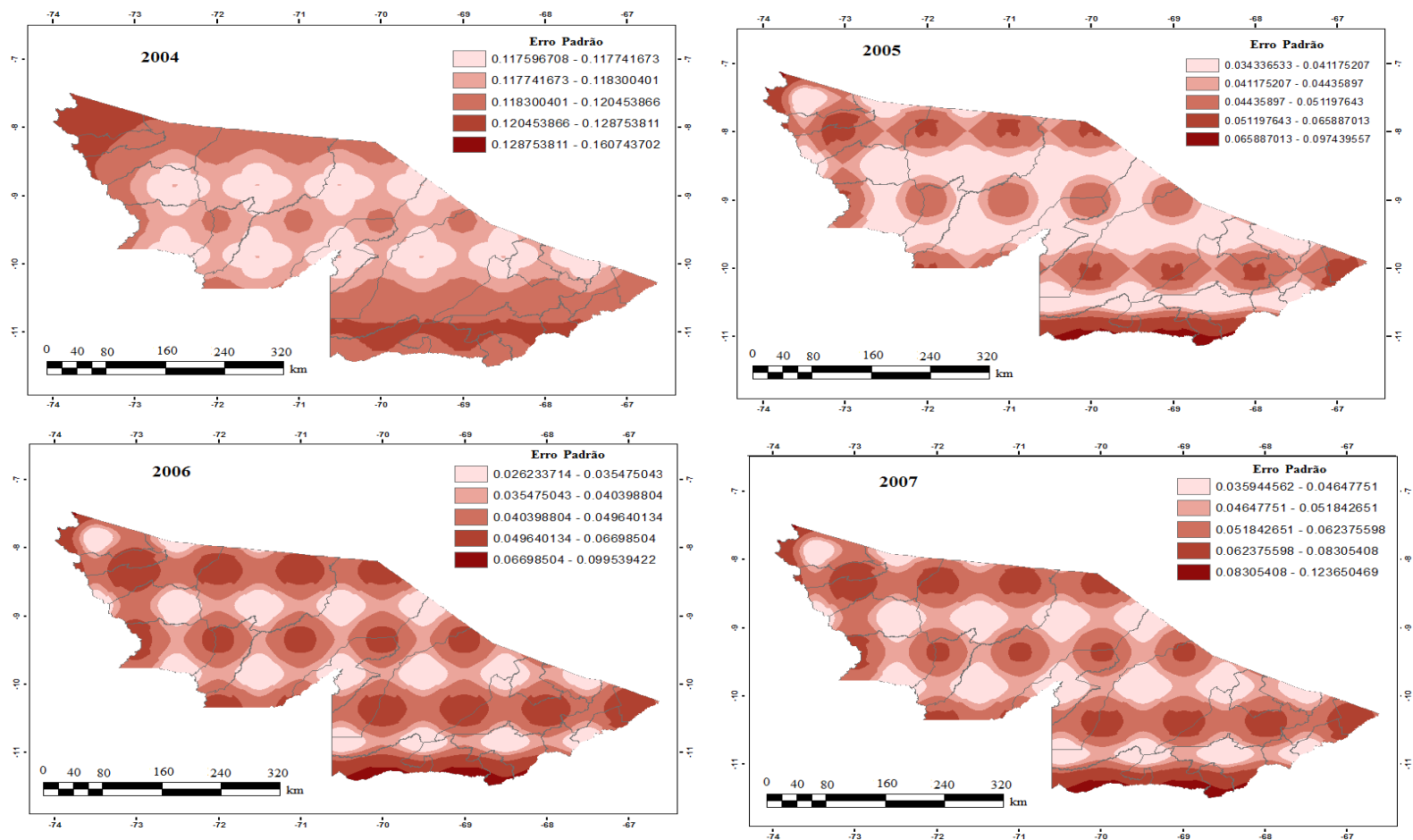


Figura 4A. Erro padrão associado às estimativas dos modelos de interpolação do índice SPI, referente aos anos de 2004 a 2007.

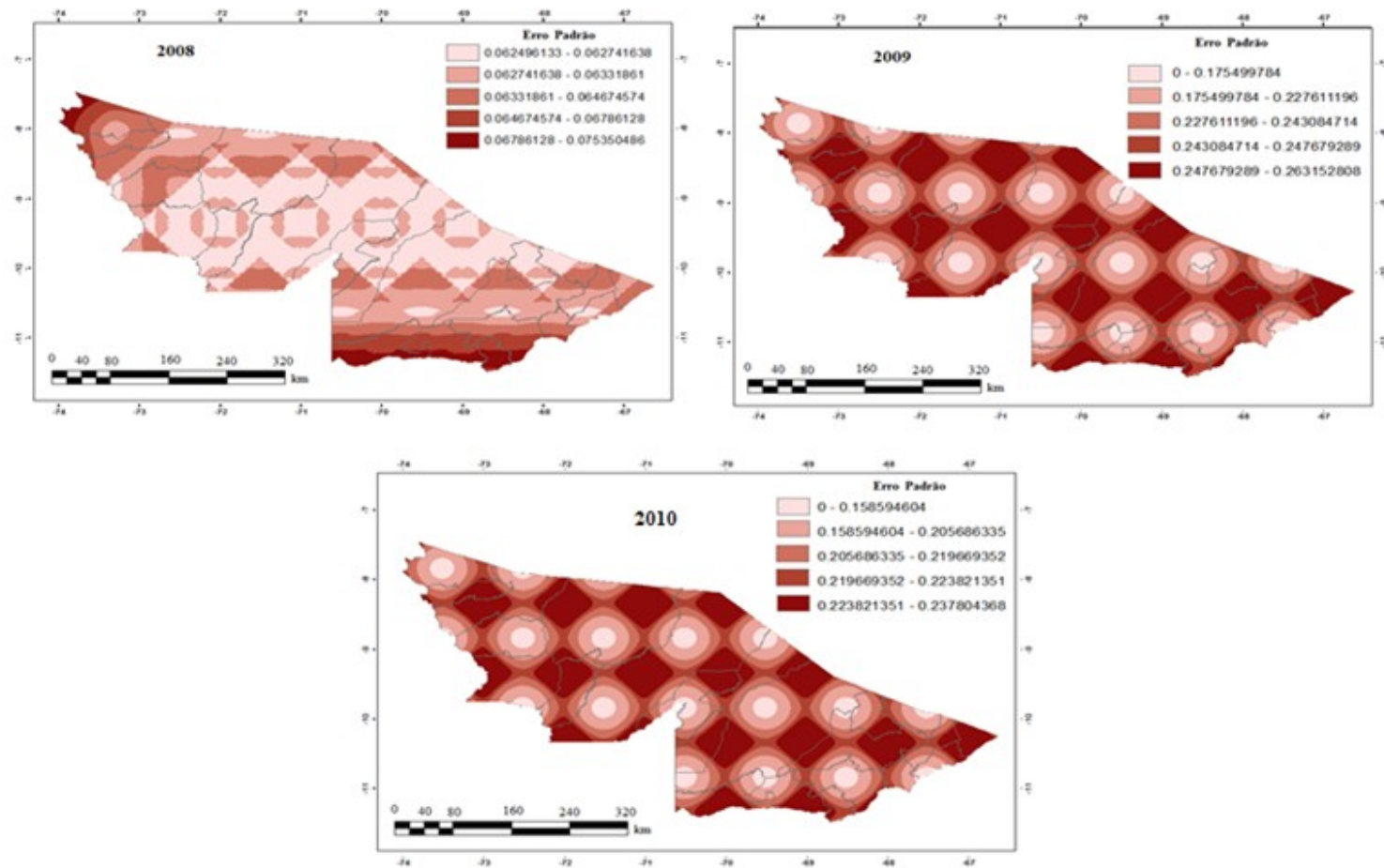


Figura4B. Erro padrão associado às estimativas dos modelos de interpolação do índice SPI, referente aos anos de 2008 a 2010.