



# CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

*Estudos Aplicados*

Madson Tavares Silva

Dimas de Barros Santiago

(Organizadores)

**PPGMET**  
Programa de Pós-Graduação em  
Meteorologia da UFCC

# **CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

*Estudos Aplicados*





# **CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

*Estudos Aplicados*

**Organizadores:**

Madson Tavares Silva

Dimas de Barros Santiago



Campina Grande – PB

2024

© Todos os direitos desta edição são reservados aos autores/organizadores

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG**

C569	Ciências atmosféricas - estudos aplicados [recurso eletrônico] Madson Tavares Silva, Dimas de Barros Santiago. (organizadores). – Campina Grande: EDUFCG, 2024. 321 p. : il. color.
	E-book (PDF) ISBN 978-85-8001-305-4
	1. Meteorologia. 2. Meteorologia de Meso e Grande Escalas. 3. Agrometeorologia. 4. Micrometeorologia. 5. Geociências. I. Silva, Madson Tavares. II. Santiago, Dimas de Barros. II. Título.
	CDU 551.5

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECARIA SEVERINA SUELI DA SILVA OLIVEIRA CRB-18225

**EDITORA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE – EDUFCG**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG**

**editora@ufcg.edu.br**

Prof. Dr. Antônio Fernandes Filho  
Reitor

Profª. Dra. Márcia Tavares Silva (UFCG)  
Revisão

Prof. Dr. Mário Eduardo R.M.C. Mata  
Vice-Reitor

Prof. Dr. Madson Tavares Silva (UFCG)  
Projeto gráfico

Prof. Dr. Bruno Medeiros R. de Araújo  
Diretor Administrativo da Editora da UFCG

**CONSELHO EDITORIAL:**

Bruno Medeiros Roldão de Araújo (UFCG)  
Erivaldo Moreira Barbosa (UFCG)  
Janiro Costa Rego (UFCG)  
José Wanderley Alves de Sousa (UFCG)  
Marcelo Bezerra Grilo (UFCG)  
Mário de Sousa Araújo Filho (UFCG)  
Marisa de Oliveira Apolinário (UFCG)  
Naelza de Araújo Wanderley (UFCG)  
Andréa Maria B. M. de Oliveira (UFCG)  
Rogério Humberto Zeferino (UFCG)  
Saulo Rios Mariz (UFCG)  
Valéria Andrade (UFCG)

**COMISSÃO CIENTÍFICO:**

Célia Campos Braga (UFCG)  
Clênia Rodrigues Alcântara (UFCG)  
Dimas de Barros Santiago (UFCG)  
Josefina Moraes Arraut (UFCG)  
Madson Tavares Silva (UFCG)  
Magaly de Fatima Correia (UFCG)  
Sandra Isay Saad (UFCG)

*Todos os direitos reservados aos organizadores: Proibida a reprodução total ou parcial, por qualquer meio ou processo, especialmente por sistemas gráficos, microfilmados, fotográficos, fonográficos e videográficos. Vedada a memorização e/ou a recuperação total ou parcial em qualquer sistema de processamento de dados e a inclusão de qualquer parte da obra em qualquer programa juscibernético. Essas proibições aplicam-se também as características gráficas da obra e a sua editoração. Os capítulos são de inteira responsabilidade dos autores.*



## **APRESENTAÇÃO**

O Programa de Pós-Graduação Stricto Sensu em Meteorologia, doravante denominado Programa de Pós-Graduação em Meteorologia – PPGMET, ministrado pelo Centro de Tecnologia e Recursos Naturais – CTRN da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, tem como base principal a infraestrutura física e de recursos humanos da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas – UACA.

O PPGMET é ministrado em dois níveis:

I – Mestrado;

II – Doutorado. Sendo oferecido em duas áreas de concentração:

1 - METEOROLOGIA DE MESO E GRANDE ESCALAS

Linhas de pesquisa: Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical, Climatologia, Radiação Solar e Terrestre, Sensoriamento Remoto e Energias renováveis.

2 - AGROMETEOROLOGIA E MICROMETEOROLOGIA

Linhas de pesquisa: Agrometeorologia, Micrometeorologia, Climatologia Agrícola, Necessidades Hídricas de Culturas.

Os objetivos gerais do PPGMET são a formação de excelência de docentes, pesquisadores e profissionais para atuarem na elaboração e difusão do saber e no desenvolvimento da ciência e da tecnologia na área de Meteorologia,

As pesquisas no PPGMET têm sido desenvolvidas, na sua maior parte, com recursos oriundos dos projetos financiados pelas Agências de Fomento (CAPES, CNPq, Fapesq-PB e FINEP), quais sejam:

- Análise das áreas susceptíveis à desertificação no nordeste do Brasil usando imagens de satélite e índices de extremos climáticos;

- Análise e Previsão dos Fenômenos Hidrometeorológicos Intensos do Leste do Nordeste Brasileiro;

- Avaliação dos pulsos de vazões em rios intermitentes e perenes do Nordeste brasileiro;

- Balanço de energia e fluxo de CO<sub>2</sub> no ecossistema caatinga do cariri da Paraíba;

- Eficiência de uso da água em áreas irrigadas com fruteiras na região do sub-médio do rio São Francisco;

- Estudo observacional e numérico das circulações do tipo brisa e linhas de instabilidade na costa norte e nordeste do Brasil;

- Meteorologia e climatologia aplicados à região tropical;

- Monitoramento de secas e umidade do solo no Nordeste do Brasil
- MISUS;

- Pesquisa agrometeorológica da cana-de-açúcar: consumo hídrico, risco climático e análise de sensibilidade de modelos de estimativa da evapotranspiração;

- Rede de pesquisa dos eventos hidrometeorológicos extremos do leste do nordeste brasileiro - cordel;

- Variabilidade climática e vulnerabilidade hídrica no semiárido brasileiro.

O PPGMET dispõe de laboratórios de informática, de instrumentos meteorológicos, de geoprocessamento e sensoriamento remoto. Além de salas para estudantes, professores e salas de aulas exclusivas para o Programa. Adicionalmente, dispõe de 01 estação meteorológica automática e 01 estação agrometeorológica automática no campus, além da parceria institucional com a Agência de Águas do Estado da Paraíba (AESÁ) que oferece oportunidades de treinamentos em operação e manutenção da rede de estações meteorológicas automáticas e convencionais, além de participação na elaboração das previsões meteorológicas diárias e climáticas. O PPGMET tem colaboração com a EMBRAPA-Algodão e o Instituto Nacional do Semiárido, sendo desenvolvidas muitas pesquisas em conjunto.

O objetivo desta publicação é divulgar os estudos teóricos, metodológicos e empíricos aplicados a meteorologia, que foram realizados por docentes e discentes do PPGMET.

Espera-se assim que o presente livro possa contribuir de forma significativa nas mais diversas pesquisas futuras sobre as mais diversas temáticas abordadas servindo como fonte de referência a comunidade científica e a sociedade em geral.



## AGRADECIMENTOS

*Os organizadores vêm expressar seus sinceros e calorosos agradecimentos a todos os professores e alunos que desenvolveram com suas pesquisas para a realização deste livro. A dedicação, o esforço e a paixão com que cada um de vocês se comprometeu em suas investigações foram fundamentais para a concretização desta obra. Cada capítulo enviado, com sua riqueza de ideias e rigor científico, não apenas enriqueceu o conteúdo deste ebook, mas também declarou o compromisso de nossa comunidade acadêmica com a busca incessante pelo conhecimento. A colaboração de todos foi indispensável para que pudéssemos compilar um material de alta qualidade e relevância, que certamente servirá como referência e inspiração para futuras pesquisas.*



## SUMÁRIO

### ***CAPÍTULO 1***

ANÁLISE DE ÍNDICES DE EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO PLUVIAL NO ESTADO DA BAHIA ..... 19

### ***CAPÍTULO 2***

VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA BRUTA NA FRONTEIRA AGRÍCOLA DO MATOPIBA ..... 56

### ***CAPÍTULO 3***

AVALIAÇÃO DE SIMULAÇÃO DA TEMPERATURA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO COM O MODELO REGIONAL NA BACIA HIDROGRÁFICA DO SÃO FRANCISCO ..... 88

### ***CAPÍTULO 4***

SENSIBILIDADE DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NO LITORAL CEARENSE AO CRESCIMENTO URBANO DE FORTALEZA ..... 114

### ***CAPÍTULO 5***

INTER-RELAÇÃO ENTRE PRECIPITAÇÃO E PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA BRUTA NA REGIÃO LITORÂNEA DO ESTADO DA PARAÍBA ..... 185

### ***CAPÍTULO 6***

COMPARAÇÃO QUANTITATIVA ENTRE PRECIPITAÇÃO E CONVERGÊNCIA DO FLUXO DE UMIDADE INTEGRADO NA VERTICAL PARA QUATRO REGIÕES DA AMÉRICA DO SUL ..... 205

### ***CAPÍTULO 7***

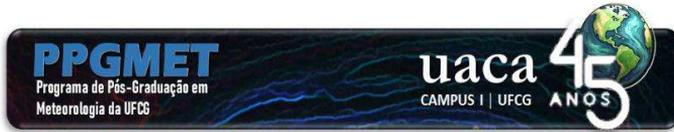
VALIDAÇÃO DOS DADOS DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADOS PELO CHIRPS PARA CIDADE DE AREIA-PB ..... 227

### ***CAPÍTULO 8***

MUDANÇAS NA COBERTURA E USO DA TERRA E SEUS EFEITOS NA ENERGIA POTENCIAL CONVECTIVA DISPONÍVEL E PRECIPITAÇÃO NA SUB-BACIA DO SUBMÉDIO SÃO FRANCISCO ..... 249

### ***CAPÍTULO 9***

ANÁLISE DO CICLO DIURNO DA ALTURA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA AMAZÔNICA E TROCAS ENERGÉTICAS EM MESES CONTRASTANTES ..... 272



## **ANÁLISE DE ÍNDICES DE EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO PLUVIAL NO ESTADO DA BAHIA**

Lorranny Dias de Araújo<sup>1</sup>, Madson Tavares Silva<sup>2</sup>, Dimas de Barros Santiago<sup>1</sup>, Carlos Antônio Costa dos Santos<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Graduação em Meteorologia, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA), Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba, Brasil. (lorranny.ld@gmail.com)

<sup>2</sup>Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA), Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba, Brasil. (madson.tavares@professor.ufcg.edu.br, dimas.barros91@gmail.com; carlos.antonio@professor.ufcg.edu.br)

---

## RESUMO

Nos últimos anos, as mudanças climáticas têm ocasionado desastres ambientais que influenciam em todo o ecossistema. Uma das consequências dessas mudanças é a maior incidência de eventos extremos de precipitação em diversas regiões do planeta. Este estudo tem como objetivo analisar mudanças no padrão histórico de extremos de precipitação no estado da Bahia por meio de análise de dados diários de precipitação pluvial no período de 82 anos, de 1940 a 2022, utilizando dados de reanálise do ERA5. Dessa forma, utilizou-se o software RCLimDex, para obtenção de índices de extremos climáticos de precipitação pluvial e suas respectivas tendências. Ao analisar os índices para série histórica que apresentam significância estatística, Salvador se destaca pela alta frequência e intensidade das chuvas. Isso pode ser evidenciado pelas tendências positivas e estatisticamente significativas nos índices Rx1day, Rx5day, R20mm, R25mm, R95p e R99p. Essa característica pode ser interpretada como um aumento na intensidade e persistência das chuvas, com eventos chuvosos mais longos e com maior volume total de precipitação. Canavieiras apresenta um padrão semelhante a Salvador, com tendências positivas para os mesmos índices. No entanto, a significância estatística está ausente nos índices Rx5day e R99p. Esses aumentos nas chuvas podem levar a um maior risco de eventos extremos, como inundações e deslizamentos de terra. Ademais, a cidade de Vitória da Conquista, localizada no sudoeste da Bahia, se diferencia por apresentar tendência negativa para todos os índices dependentes da precipitação pluvial, com destaque para Rx5day, SDII, R10mm e CDD, que apresentam significância estatística. O índice de Moran indica o efeito da dependência espacial dos índices de precipitação não sendo homogêneo em todo o estado. As regiões de Salvador, Serrinha e Itiruçu, a precipitação anual se encontra mais distribuída ao longo do ano.

**Palavras-chave:** Extremos de precipitação. Índice de Moran. Índices RCLIMDEX. Análise espacial.

---

## 1 INTRODUÇÃO

Na contemporaneidade, a maior incidência dos extremos de precipitação gerou muitos problemas socioeconômicos e ambientais devido a frequência e intensidade desses eventos. A falta de planejamento urbano (Willems et al., 2012), os impactos do aquecimento global (Tabari, 2020) e os efeitos orográficos (Marra et al., 2021) favorecem a ocorrência de extremos além de dificultarem a gestão de riscos (Filho et al., 2014). Segundo o Sexto Relatório de Avaliação do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), as alterações climáticas afetam a segurança alimentar uma vez que a agricultura consome, globalmente, mais 80% do total de água existe (IPCC, 2022).

O Acordo de Paris de 2015 estabeleceu metas ambiciosas para limitar o aumento da temperatura global, visando mantê-lo bem abaixo de 2°C e, idealmente, abaixo de 1,5°C em relação aos níveis pré-industriais. No entanto, não há uma definição precisa desses níveis de aquecimento global, nem foi estabelecido qual período deve ser considerado como pré-industrial (Marotzke et al., 2022). A influência humana mais importante no clima é devida ao aumento das concentrações dos gases do efeito estufa, como dióxido de carbono, metano e óxido nitroso (Stott et al., 2021). Uma das consequências das mudanças climáticas é o aumento do nível do mar, o qual estudos indicam que pode afetar até 1 bilhão de pessoas até 2050 (Mackie et al., 2022).

Ainda, pode-se mencionar que a ocorrência simultânea ou sequencial de eventos extremos como ciclones tropicais, inundações, secas ou ondas de calor tem exacerbado os impactos sobre comunidades e infraestruturas. Essas combinações de eventos, ressaltam a interação complexa entre fatores físicos e sociais ampliando os danos. Esta amplificação de impactos afeta especialmente populações vulneráveis, colocando em evidência a necessidade de respostas eficazes e adaptativas para lidar com os desafios impostos pelas mudanças climáticas (Raymond et al.,2020).

Compreender a probabilidade anual da ocorrência de extremos de precipitação em múltiplas escalas espaço-temporais é crucial para gerenciamento de riscos e na criação e políticas públicas que atuem de forma preditiva (Marra et al., 2021). A inclusão da precipitação, da variabilidade e dos extremos em modelos estatísticos pode melhorar a precisão, a abrangência e a interpretação das estimativas dos danos causados pelas alterações climáticas (FONTOLAN, 2019).

As investigações dos índices extremos de precipitação são cruciais para compreensão das alterações climáticas e dos impactos ambientais. A identificação de padrões de precipitação beneficia o gerenciamento de recursos hídricos, tomada de decisões políticas e sociais visando atenuar os problemas decorrente de inundações ou longos períodos de seca. Devido à alta variabilidade espaço-temporal, a modelagem de eventos de precipitação representa um grande desafio para a estimar a ocorrência de eventos extremos. De

acordo com Santos (2016), esses eventos extremos são mais frequentes e intensos na região semiárida brasileira sendo necessário compreender esses fenômenos regionais. Apesar da importância desses estudos, a aquisição e análise de dados, na região semiárida brasileira, ainda requer uma rede eficiente de monitoramento (Santos, 2006).

O estado da Bahia, pela predominância do clima semiárido, apresenta irregularidade na distribuição pluviométrica com alternância de anos chuvosos e secos. A má distribuição de eventos de precipitação pluvial está fortemente associada a interações entre a atmosfera, os oceanos e ao clima semiárido da região. Sendo assim, este estudo visa identificar se há alterações no padrão histórico de precipitação no estado da Bahia por meio de análise de dados no período de 82 anos, de 1940 a 2022 utilizando a base de dados da reanálise ERA5. A metodologia investiga os índices de extremos de precipitação por meio de uma análise qualitativa de dados utilizando uma abordagem estatística correlacionando os índices de detecção de mudanças climáticas.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Área de estudo**

O Estado da Bahia, localiza-se na região Nordeste do Brasil (Figura 1), com uma área de 564.760,429 km<sup>2</sup>, correspondente a 6,64% do território nacional. De acordo com o

censo realizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, em 2022, a população deste território foi estimada em aproximadamente 14.141.626 habitantes e a Bahia possui 417 municípios (IBGE, 2022).

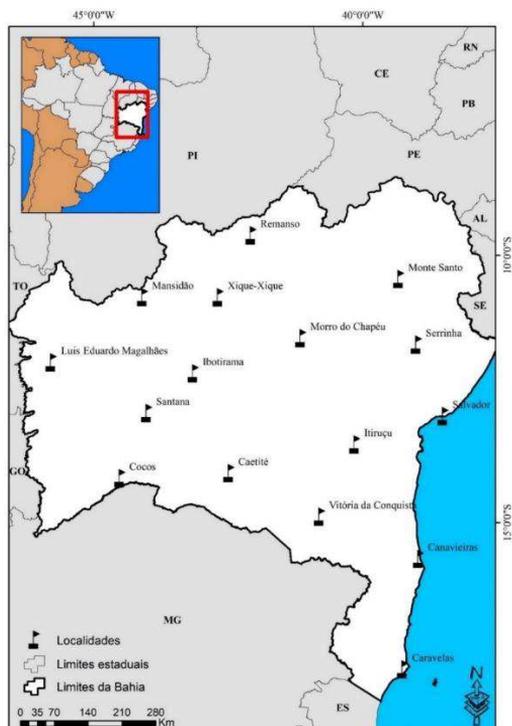


Figura 1. Localização da área de estudos e distribuição das localidades utilizadas na pesquisa.

## **2.2 Banco de Dados**

Neste trabalho foram utilizados dados diários de precipitação pluvial referente à 16 cidades distribuídas espacialmente no estado da Bahia, para o período de 1940 a 2022, obtidos da base de reanálise do ERA5, quinta geração do Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF) para clima e condições meteorológicas globais. Os dados de reanálise ERA-5 possuem uma alta resolução espacial ( $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ ) e uma resolução temporal de 1 hora. No entanto, devido à natureza do estudo e à necessidade de calcular os índices de precipitação, os dados foram agregados para uma resolução temporal diária e extraídos do ponto de grade mais próximo das coordenadas geográficas de cada localidade, com download e análise utilizando a linguagem Python.

## **2.3 Metodologia**

Nesta pesquisa, foram utilizados onze índices de eventos climáticos extremos, obtidos a partir de dados de precipitação. O cálculo dos índices de detecção de mudanças climáticas na Bahia foi realizado por meio do software RClimDex, seguindo as diretrizes do Expert Team on Climate Change Detection Monitoring and Indices (ETCCDMI), conforme detalhado na Tabela 1. A fim de garantir a máxima confiabilidade dos dados, a homogeneização foi realizada utilizando a metodologia proposta por Zhang et al. (2005).

Tabela 1 - Definição dos índices de extremos climáticos baseados em dados de precipitação.

<b>Índice</b>	<b>Definição</b>	<b>Unidade</b>
SDII	Precipitação média para dias com chuva $\geq 1$ mm	Milímetros
R10mm	Contagem anual de dias quando a precipitação $\geq 10$ mm	Dias
R20mm	Contagem anual de dias quando a precipitação $\geq 20$ mm	Dias
R25mm	Contagem anual de dias quando a precipitação $\geq 25$ mm	Dias
RX1day	Precipitação máxima mensal de 1 dia	Milímetros
RX5day	Precipitação máxima mensal consecutiva de 5 dias	Milímetros
CDD	Duração máxima do período de seca: número máximo de dias consecutivos com precipitação diária $< 1$ mm	Dias
CWD	Duração máxima do período de chuva: número máximo de dias consecutivos com precipitação diária $\geq 1$ mm	Dias
R95p	Precipitação total anual quando a precipitação diária $> 95^{\circ}$ percentil	Milímetros
R99p	Precipitação total anual quando a precipitação diária $> 99^{\circ}$ percentil	Milímetros
PRCPTOT	Precipitação total anual em dias úmidos	Milímetros

O software RClimDex oferece uma análise abrangente das tendências climáticas, fornecendo um conjunto detalhado de dados estatísticos para cada índice examinado. Isso inclui a tendência linear anual (método de mínimos quadrados), nível de significância estatística da tendência (valor-p) por meio do Teste de Fisher ( $p \leq 0.05$  para tendências significativas), coeficiente de determinação ( $r^2$ ), erro padrão de estimativa e gráficos das séries anuais. Através desses dados e dos gráficos, o software facilita a compreensão das mudanças climáticas e suas implicações.

### **2.3.1 Análise multivariada**

#### **Análise de agrupamento**

Os agrupamentos são um dos métodos de análise de dados mais utilizados para inúmeras aplicações práticas em diversas áreas de pesquisa (Ahmad; Starkey, 2017). É uma técnica cuja finalidade é criar grupos (*clusters*) de objetos semelhantes de certo conjunto de entradas (OSIŃSKI, 2005; HÄRDLE; SIMAR, 2007). Esse método reduz a subjetividade, onde os bons clusters têm a característica de que objetos pertencentes ao mesmo cluster são "similares" uns aos outros, enquanto objetos de dois *clusters* diferentes são "dissimilares" (OSIŃSKI, 2005).

Neste trabalho foram utilizados valores médios do índice simples de intensidade diária de precipitação - SDII para obtenção dos grupos utilizando o método de agrupamento hierárquico de Ward 1963, segundo uma função de agrupamento (distância) e um critério matemático de inercia.

O método de agrupamento hierárquico de Ward, cuja função de agrupamento utilizada foi a Distância Euclidiana, foi utilizado no estudo, com o propósito de agrupar os indivíduos com base em suas características. O método de Ward interliga as amostras por suas associações e considera, para a formação inicial dos grupos, aqueles indivíduos que proporcionam a menor soma de quadrados dos desvios. As regiões homogêneas foram constatadas por meio de uma matriz de dados, organizada da seguinte maneira:

as linhas são compostas pelas microrregiões e as colunas pelos valores mínimos do SPEI-12 para todo o período.

Segundo Wilks (2006) e Bem et al. (2015) a função de dissimilaridade é empregada como critério para medir a distância entre dois pontos ou para designar o quanto eles são semelhantes, através da raiz quadrada da soma dos quadrados das diferenças de valores para cada variável, e é calculada de acordo com a Equação (1):

$$d_{ij} = [X_i - X_j] = \left[ \sum_{k=1}^p (X_{i,k} - X_{j,k})^2 \right]^{1/2} \quad (1)$$

em que:

$X_{ik}$  é o valor da variável  $X_k$  para o objeto  $i$ ;

$X_{jk}$  é o valor da variável  $X_k$  para o objeto  $j$  e

$p$  variáveis usadas  $X_1, \dots, X_p$

O método hierárquico de Ward procura por partições que minimizem a perda associada a cada agrupamento (EVERITT, 1974; BUSSAB et al., 1990; MINGOTI, 2005). A perda é calculada mediante diferença entre a soma dos erros quadráticos de cada padrão e a média da partição em que está contido, conforme Equação (2):

$$SQD = \sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{1}{n} \left( \sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \quad (2)$$

em que:

$n$  é o número total de elementos do agrupamento e  $x_i$  é o  $i$ -ésimo elemento do agrupamento.

### **2.3.2 Análise de séries temporais**

#### **Teste de Mann-Kendall**

O teste de Mann Kendall foi derivado dos estudos propostos por Mann (1945) e Kendall (1948), sendo amplamente utilizado na análise de tendências de secas hidrológicas e meteorológicas (YEH, 2019). Esse teste verifica a existência de uma tendência em uma determinada serie temporal, identificando eventuais variações nas tendências ao longo do tempo além detectar os possíveis pontos de mudança na série do SPEI-12.

A estatística usada é calculada dada uma série temporal  $t_1, t_2, \dots, t_n$  e suasequência de dados correspondentes  $x_1, x_2, \dots, x_n$ , sendo  $n$  o número de pontos dedados. A hipótese nula do teste indica uma amostra com variáveis aleatórias eidenticamente distribuídas, enquanto a hipótese alternativa indica distribuições não idênticas para  $X_t$  e  $X_j$  (KAZEMZADE; MALEKIAN, 2018), calculado como:

$$S = \sum_{i=j}^{n-1} \sum_{j=1+i}^n \operatorname{sgn}(x_j - x_i) \quad (3)$$

em que:  $x_i$  e  $x_j$  são valores de dados para os anos;  $n$  o número de pontos de dados usados,  $i$  e  $j$  ( $j > i$ ), respectivamente, e  $\operatorname{sgn}(x_j - x_i)$  é a função do sinal, dada como:

$$\operatorname{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1 & \text{if } x_j - x_i > 0 \\ 0 & \text{if } x_j - x_i = 0 \\ -1 & \text{if } x_j - x_i < 0 \end{cases} \quad (4)$$

A variância dessa distribuição é calculada pelas Equações 14 e 15:

$$\operatorname{var}(S)n = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^p t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \quad (5)$$

em que:  $p$  é o número de grupos empatados, o sinal de soma ( $p$ ) indica a soma de todos os grupos vinculados, e  $t_i$  é o número de valores no grupo (PIYOOSH; GHOSH, 2017).

$$Z_s = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\operatorname{var}(s)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\operatorname{var}(s)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

em que:  $Z$  caracteriza se existe tendência no teste para os dados utilizados. Os valores  $Z$  positivos indicam uma tendência crescente

e os valores  $Z$  negativos indicam uma tendência decrescente. Se o valor de  $Z$  for 0, não há tendência.

O Tau Kendall (Kendall, 1945, Kendall, 1948) mede a força da relação monotônica entre  $x$  e  $y$ . O coeficiente de correlação tau de Kendall é dado por:

$$\tau = \frac{x_i - x_j}{i - j} \text{ for all } j < i \quad (7)$$

### **Estimador de inclinação de Sen's slope (Sen)**

O teste de inclinação não paramétrico de Sen foi desenvolvido por Sen (1968) cujo intuito é calcular a magnitude das tendências. Para o cálculo de Sen's slope, computam-se todas as curvaturas de todos os pares dos valores apresentados em determinada série temporal. É um método insensível a outliers e dados ausentes, sendo mais rigoroso do que a curvatura da regressão linear, provendo uma medida mais real das tendências em séries temporais (SILVA et. al., 2015). A inclinação é obtida através da Equação (8):

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \text{ for } i = 1 \dots, n \quad (8)$$

em que:  $x_j$  e  $x_k$  são os valores nos tempos  $j$  e  $k$  ( $j > k$ ), respectivamente. Se houver  $n$  valores de  $x$  na série temporal,

obtemos até  $N = n(n-1)/2$  estimativas de inclinação  $Q_i$ . Os valores  $N$  de  $Q_i$  são classificados do menor ao maior, e o estimador de inclinação de Sen é a mediana dos valores  $N$  de  $Q_i$ ; este valor é estimado conforme Equação (9):

$$Q_{med} = \begin{cases} Q\left(\frac{n+1}{2}\right) & \text{se } N \text{ for ímpar} \\ \frac{Q\left(\frac{n}{2}\right) + Q\left(\frac{n+2}{2}\right)}{2} & \text{se } N \text{ for par} \end{cases} \quad (9)$$

O sinal de  $Q_{med}$  retrata a tendência dos dados, sendo o valor a inclinação da tendência. Para determinar se a inclinação média é significativamente diferente de zero, o intervalo de confiança de  $Q_{med}$  deve ser obtido em uma probabilidade específica. Conforme Gilbert, (1987) o intervalo de confiança levando em conta a inclinação de tempo, pode ser calculado conforme Equação (10):

$$Ca = Z_{1-\alpha/2} - a/2 \sqrt{var(s)} \quad (10)$$

em que:  $Z_{1-\alpha/2}$  é obtido por meio de uma tabela de distribuição normal padrão. Então, em seguida  $M1 = (n - Ca)/2$  e  $M2 = (n + Ca)/2$  são calculados. Os limites inferior e superior do intervalo de confiança,  $Q_{min}$  e  $Q_{max}$ , é o  $M1^o$  maior e  $(M2 + 1)$  o maior das estimativas de inclinação ordenada  $n$ , respectivamente (Gilbert, 1987). A inclinação  $Q_{med}$  é significativa diferente de zero se os dois limites ( $Q_{min}$  e  $Q_{max}$ ) tiverem sinais semelhantes.

## Índice Global de Moran

Para realização da dependência espacial do índice simples de intensidade diária de precipitação - SDII foi aplicado o teste do Índice global de Moran (I Moran) estimados pela Equação (11):

$$I = \frac{\sum_{j=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} (y_i - \bar{y})(y_j - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (11)$$

em que: n é o número de observações;  $w_{ij}$  é o elemento na matriz de vizinhança para o par I e J; W é a soma dos pesos da matriz;  $y_i$  e  $y_j$  são desvios da média;  $\bar{y}$  é a média.

Esse índice mede a autocorrelação espacial com base no produto dos desvios da média, é uma medida global de autocorrelação espacial, pois indica o grau de associação espacial presente em um dado conjunto de dados. Os valores do índice variam de -1 a 1. O valor é zero (0); indica ausência de dependência espacial; valores positivos (entre 0 e +1) indicam a existência de correlação direta, ou seja, associação perfeita com dependência espacial; e valores negativos (entre 0 e -1) indicam correlação inversa, ou seja, dispersão perfeita.

## **3 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **3.1 Índices de extremos de precipitação pluvial**

A partir da Figura 2 foi possível analisar a variabilidade dos 6 índices pluviométricos que caracterizam a distribuição dos acumulados de precipitação pluvial em períodos diferentes (meses e anos). Observa-se um aumento na intensidade das chuvas em dias isolados em grande parte do estado. Essa intensificação se traduz em tendências positivas estatisticamente significantes para o índice Rx1day (Figura 2A) nas cidades de Caetité, Canavieiras e Salvador. Em contrapartida, Monte Santo, Vitória da Conquista e Caravelas apresentaram tendência negativa para o índice Rx1day, sem significância estatística, porém indicando possível redução na intensidade das chuvas em dias isolados nessas localidades.

Ao analisar o índice Rx5day (precipitação máxima mensal consecutiva de 5 dias) (Figura 2B), notam-se algumas semelhanças com o índice Rx1day. As três cidades que já apresentaram tendência negativa para Rx1day (Monte Santo, Vitória da Conquista e Caravelas), somadas a Cocos, Santana e Ibotirama (localizadas a oeste do estado), também apresentaram tendência negativa para o índice Rx5day. Contudo, apenas Vitória da Conquista, apresentou tendência negativa significativa para esse índice. Ressalta-se ainda que Salvador é a única localidade que apresentou significância estatística positiva para o índice Rx5day, indicando um possível aumento na precipitação máxima mensal consecutiva de 5 dias nessa cidade.

A série temporal de dias úmidos (R95p) (Figura 2C) e dias extremamente úmidos (R99p) (Figura 2D) na Bahia apresenta tendência positiva em todas as cidades do estado, exceto Vitória da Conquista, indicando um aumento na frequência desses eventos. Vale salientar que, apesar da tendência geral de aumento, a maioria das cidades não apresenta significância estatística.

No entanto, destaca-se que Canavieiras e Salvador apresentam significância estatística para o índice R95p. De forma similar, Caetité, Morro do Chapéu e Salvador apresentam significância estatística para o índice R99p, indicando um aumento estatisticamente significativo na frequência da precipitação intensa.

De acordo com a Figura 2E, referente ao índice SDII (média anual da precipitação para dias com chuva), há uma tendência de aumento da intensidade das chuvas em cidades do Leste e do extremo Oeste da Bahia. Esse aumento na concentração de chuvas, no entanto, apresenta significância estatística apenas em Serrinha. Em contrapartida, as cidades no centro do estado apresentam tendência negativa para o índice SDII, o que significa que a precipitação está se tornando mais distribuída nessas regiões. A cidade de Vitória da Conquista é a única com significância estatística para essa tendência negativa.

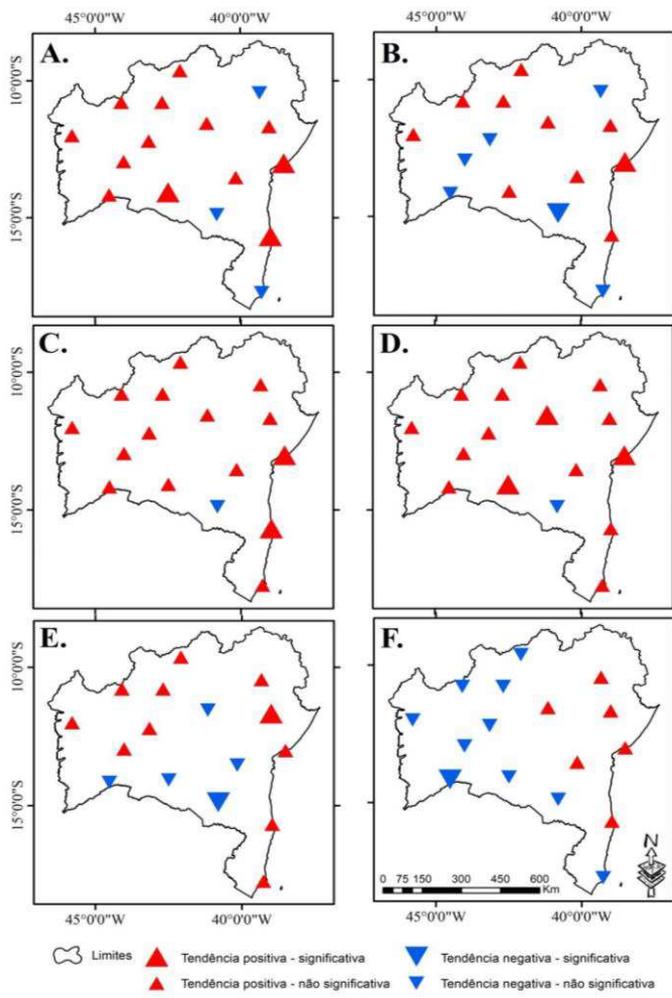


Figura 2. Variabilidade espacial da tendência dos índices de extremos climáticos de acumulados de precipitação pluvial (mm). A) Rx1day B) Rx5day C) R95p D) R99p E) SDII F) PRCPTOT no período de 1940 a 2022 no estado da Bahia.

A análise da precipitação total anual (PRPCTOT) (Figura 2F) na Bahia revela que, apesar da sugestão de aumento na frequência de dias úmidos e extremamente úmidos, não há um aumento significativo na quantidade total de chuva na maioria das cidades do estado. Cocos é a única cidade que apresenta tendência negativa significativa para o PRPCTOT, indicando uma diminuição na precipitação total anual nessa localidade.

Com base na Figura 3, observa-se que a frequência de dias consecutivos úmidos (CDW) (Figura 3A) tem diminuído nos municípios analisados, sendo estatisticamente significativa em apenas 6 localidades, Caravelas, Salvador, Caetité, Ibotirama, Mansidão e Xique-Xique. De forma similar, a frequência de dias consecutivos secos (CDD) (Figura 3B) apresenta uma tendência decrescente na Bahia com significância estatística na região central da área de estudo. Em contraste com a tendência geral, a cidade de Caravelas, localizada no extremo sul da Bahia, apresenta uma tendência positiva para o índice CDD, apesar de não apresentar significância estatística.

Além disso, identifica-se que a ocorrência de chuvas acima de 10 mm (Figura 3C) está diminuindo de forma estatisticamente relevante em três cidades: Cocos, Caetité e Vitória da Conquista. Isso sugere uma possível diminuição na frequência desse tipo de chuva, o que pode levar a uma maior irregularidade nas precipitações. Em contraste com a tendência negativa geral, as cidades que mostraram tendência positiva para o índice R10mm estão localizadas na parte mais Leste/Nordeste da Bahia.

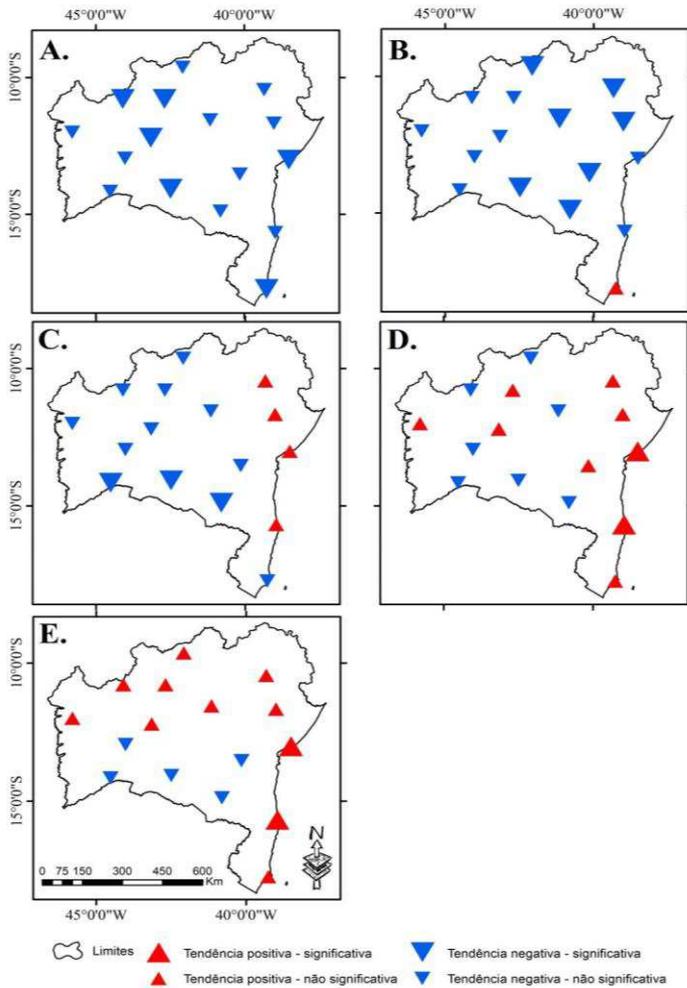


Figura 3. Variabilidade espacial da tendência dos índices de extremos climáticos de acumulados de precipitação pluvial (mm). A) CWD B) CDD C) R10mm D) R20mm E) R25mm no período de 1940 a 2022 no estado da Bahia.

Na análise do índice R20mm (Figura 3D) revela um aumento no número de cidades com tendência positiva em comparação com o R10mm. No extremo oeste baiano, o município de Luís Eduardo Magalhães indica aumento nos eventos de precipitação superior a 20mm, bem como Ibotirama e Xique-Xique. Entre essas localidades, apenas Salvador e Canavieiras apresentaram resultados estatisticamente significantes para esse índice.

No que concerne ao índice R25mm (Figura 3E), que indica eventos de precipitação superiores a 25mm, observa-se que apenas cinco cidades, localizadas no Sul da Bahia, apresentam tendência negativa, sem significância estatística. As demais cidades, por sua vez, apresentam tendência positiva, mas, similarmente ao índice R20mm, apenas Salvador e Canavieiras detêm significância estatística.

A partir da Tabela 2 é possível verificar que as tendências anuais dos índices extremos de precipitação pluvial para as diferentes localidades da Bahia, acompanhadas de seus respectivos níveis de significância. Os índices estatisticamente significantes, ou seja, com valor de  $p < 0,05$ , estão destacados em negrito.

Tabela 2 - Tendências dos índices de precipitação na Bahia. Os valores em negrito correspondem ao nível de significância de 95% ( $p\_value \leq 0.05$ ).

Localidades	Rx1day	Rx5day	SDII	R10m	R20m	R25m	CDD	CWD	R95	R99p	PRCPTOT
Catité	<b>0.215</b>	0.215	-0.005	-0.11	-0.037	-0.005	<b>-0.252</b>	-0.05	0.625	<b>0.644</b>	-1.976
Canavieiras	<b>0.332</b>	0.306	0.005	0.047	<b>0.051</b>	<b>0.029</b>	-0.003	-0.046	<b>1.789</b>	0.693	1.31
Caravelas	-0.07	-0.11	0.001	-0.019	0.013	0.007	0.016	<b>-0.055</b>	<b>0.225</b>	0.127	-1.583
Cocos	0.147	-0.137	-0.001	<b>-0.14</b>	-0.019	-0.005	-0.093	-0.034	0.12	0.351	<b>-2.622</b>
Ibotirama	0.019	-0.191	0.002	-0.043	0.005	0.004	-0.048	<b>-0.058</b>	0.159	0.035	-0.994
Itirucu	0.138	0.029	-0.004	-0.027	0.002	-0.007	<b>-0.074</b>	-0.018	0.137	0.157	0.173
Luis											
Edardo	0.095	0.001	0.006	-0.031	0.025	0.023	-0.143	-0.046	0.94	0.418	-0.476
Magalhães											
Mansidão	<b>0.025</b>	0.08	0	-0.056	-0.014	0.011	-0.093	<b>-0.061</b>	0.438	0.193	-1.038
Monte Santo	-0.094	-0.062	0.001	0.016	0.01	0.004	<b>-0.218</b>	-0.009	0.227	0.032	0.93
Morro do Chapéu	0.171	0.062	-0.009	-0.026	-0.011	0	<b>-0.216</b>	-0.011	0.141	<b>0.581</b>	0.144
Remanso	0.222	0.105	0	-0.013	-0.006	0.003	<b>-0.581</b>	-0.041	0.366	0.525	-0.091
Salvador	<b>0.292</b>	<b>0.423</b>	0.003	0.008	<b>0.047</b>	<b>0.043</b>	-0.023	<b>-0.121</b>	<b>1.852</b>	<b>1.527</b>	1.152
Santana	0.031	-0.105	0.002	-0.08	-0.017	-0.006	-0.124	-0.055	0.074	0.259	-1.968
Serrinha	0.142	0.127	<b>0.007</b>	0.032	0.002	0.002	-0.175	-0.038	0.55	0.179	1.247
Vitória da Conquista	-0.099	<b>-0.429</b>	<b>-0.013</b>	-0.1	-0.013	-0.013	<b>-0.074</b>	-0.021	-0.51	0.543	-1.6
Xique-Xique	0.184	0.007	0.005	-0.02	0.004	0.007	-0.256	<b>-0.055</b>	0.356	0.194	-0.365

Observa-se Salvador se destaca pela alta frequência e intensidade das chuvas, conforme evidenciado pelas tendências positivas e estatisticamente significativas nos índices Rx1day, Rx5day, R20mm, R25mm, R95p e R99p. Essa característica pode ser interpretada como um aumento na intensidade e persistência das chuvas, com eventos chuvosos mais longos e com maior volume total de precipitação. Canavieiras apresenta um padrão semelhante a Salvador, com tendências positivas para os mesmos índices. No entanto, a significância estatística está ausente nos índices Rx5day e R99p. Esses aumentos nas chuvas podem levar a um maior risco de eventos extremos, como inundações e deslizamentos de terra. Ademais, a cidade de Vitória da Conquista, localizada no sudoeste da Bahia, se diferencia por apresentar tendência negativa para todos os índices dependentes da precipitação pluvial, com destaque para Rx5day, SDII, R10mm e CDD, que apresentam significância estatística.

### **3.2 Índice de Moran**

O índice de Moran foi utilizado para verificação do padrão de distribuição da precipitação no espaço. De acordo com a Figura 4A foi verificado uma forte dependência espacial do índice SDII de

acordo com valor do Índice Local de Moran (0,6), revela uma correlação espacial positiva no primeiro quadrante. Esse quadrante se destaca pois há uma elevação acentuada do SDII (Alto-Alto). Essa concentração espacial do SDII indica que, nessas áreas, a precipitação total se concentra em um menor número de eventos de precipitação pluvial, ou seja, tais localidades são caracterizadas por concentrar registros pluviométricos de maior intensidade. Isso mostra que a variável tem relação positiva e direta com a espacialidade, ou seja, o SDII tem dependência espacial com a chuva. No terceiro quadrante, observa-se uma correlação espacial negativa, caracterizada por valores baixos de SDII (Baixo-Baixo). Essa configuração indica que, nas regiões de Salvador, Serrinha e Itiruçu, a precipitação anual se encontra mais distribuída ao longo do ano.

É possível observar a partir da Figura 4B, o LisaMap, revelando zonas de contraste na distribuição das chuvas na Bahia. Observa-se os menores valores em média do índice SDII em áreas como Salvador, Serrinha e Itiruçu, destacadas em azul, o que remete a uma melhor distribuição dos acumulados de precipitação entre os dias com registros de chuva. Em contrapartida, no oeste do estado, as chuvas se concentram com maior intensidade, representadas na cor vermelha.

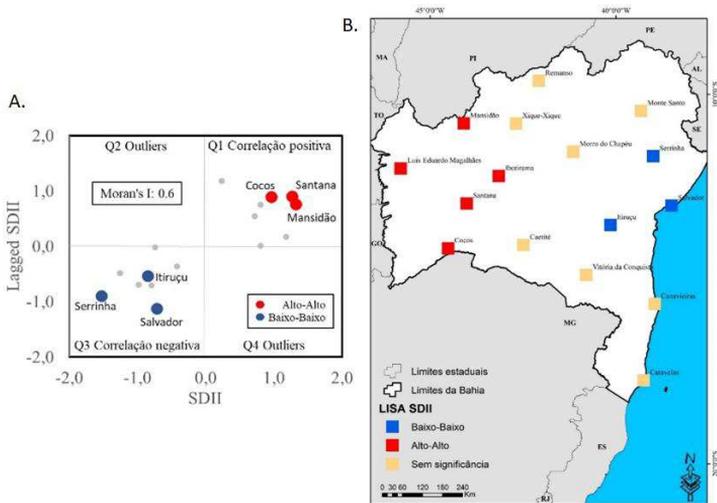


Figura 4. A) Diagrama de dispersão de Moran (BOX MAP) B) LISAMap – Clusters espaciais.

### 3.3 Distribuição espacial das regiões homogêneas

A frequência de dias com precipitação superior a 1 mm ao longo da série histórica é revelada pelo Índice Simples de Intensidade Diária de Precipitação (SDII), calculado a partir da razão entre a precipitação anual total superior a 1 mm e o número de dias chuvosos no ano. Segundo Souza et al. (2012), esse índice está ligado a diversos fenômenos climáticos que provocam alterações regionais na intensidade das chuvas. Na Figura 5, é possível observar a distribuição espacial de regiões homogêneas

identificadas pela técnica de agrupamento hierárquico de Ward (1963) para este índice. A identificação de regiões homogêneas do índice é de suma importância, pois permite uma análise mais aprofundadas dos padrões de precipitação dentro das sub-regiões. Dessa forma, a análise de cluster possibilitou a divisão do estado da Bahia em quatro sub-regiões com base nos valores médios do índice SDII.

O Grupo 1 G1 compõe seis cidades localizadas entre o litoral e a região central do estado da Bahia (Morro do Chapéu, Salvador, Itiruçu, Vitória da Conquista, Canavieiras e Caravelas), com valores médios do SDII entre 3,6 e 6,7 mm. Já as duas cidades (Monte Santo e Serrinha) da região nordeste do estado compõem o Grupo 4 - G4, apresentando valores médios do SDII entre 2 e 5 mm. Estes grupos G1 e G4 são compostos predominantemente por municípios com valores baixos para as médias do índice SDII.

O Grupo 3 G3, composto por três cidades (Remanso, Xique-Xique e Ibotirama), apresenta valores médios do SDII entre 5,4 e 12,6 mm. Já o Grupo 2 - G2 é composto por cinco cidades, com valores médios do SDII entre 6,6 e 13,8 mm, localizadas no extremo oeste e sudoeste do estado. Valores altos do índice são observados nos grupos G2 e G3, com o Grupo 2 concentrando a maioria dos valores mais altos.

As cidades do Grupo 1 (G1) estão localizadas em uma sub-região com precipitação total anual de 942 mm, indicando elevados índices de precipitação. Isto destaca que áreas com valores altos da precipitação total nem sempre se traduz em valores elevados de

SDII. Consequentemente, os grupos que apresentam valores altos de SDII podem estar localizados em sub-regiões com precipitação total relativamente baixa, mas com precipitação concentrada num menor número de dias. O Grupo 3 (G3) exemplifica esse fenômeno, com precipitação anual de 595 mm, mas elevados valores de SDII.

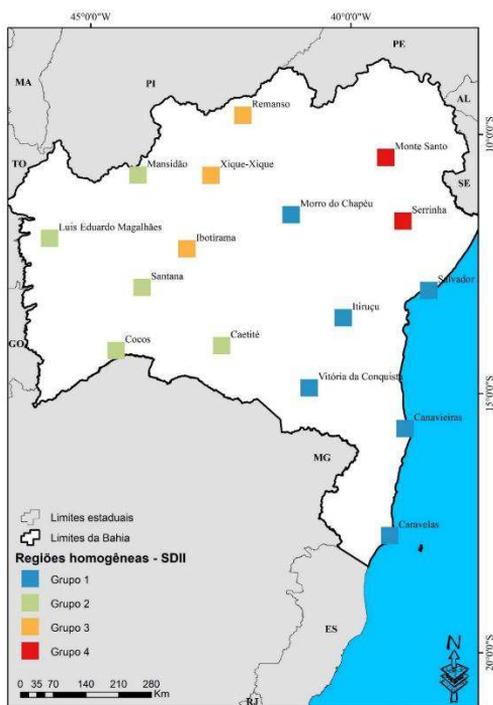


Figura 5. Distribuição dos Grupos Homogêneos SDII.

### **3.4 Índices de tendências de extremos climáticos para regiões homogêneas**

A análise das tendências anuais dos índices de precipitação pluvial extrema para as regiões homogêneas da Bahia, juntamente de seus respectivos níveis de significância, é apresentada na Tabela 3. Os índices que apresentam significância estatística ( $p < 0,05$ ) estão destacados em negrito. Conforme ilustrado na Tabela 3, o Grupo 1 apresenta resultados com significância estatística para os índices CWD (tendência negativa) e R99p (tendência positiva). No âmbito desse grupo, observa-se, mesmo sem significância estatística, um aumento nas chuvas isoladas, na precipitação máxima em 5 dias consecutivos e na frequência de dias úmidos, sugerindo um possível aumento na intensidade das chuvas. Vale salientar que, apesar da precipitação total anual apresentar tendência decrescente, a precipitação média anual demonstra um crescimento. Além disso, observa-se uma tendência positiva para eventos com chuva acima de 25mm, o que pode indicar um aumento na frequência de eventos extremos de precipitação.

O Grupo 2 apresenta significância estatística apenas para o índice Rx1day, com tendência positiva. No entanto, apesar da ausência de significância estatística, os índices Rx5day, R20mm e R25mm também indicam aumento, assim como as séries de dias úmidos e extremamente úmidos.

Tabela 3. Variabilidade da tendência dos índices de extremos climáticos de precipitação pluvial a partir do teste de Mann-Kendall no período de 1940-2022 para as regiões homogêneas do SDII no estado da Bahia.

Grupos	Rx1day	Rx5day	SDII	R10mm	R20mm	R25mm	CDD	CWD	R95p	R99p	PRCPTOT
G1	0.1366	0.0291	0.0112	-0.133	-0.0304	0.0456	-0.0859	<b>-0.1491</b>	0.0896	<b>0.1496</b>	-0.1037
G2	<b>0.1602</b>	0.0238	-0.0676	-0.042	0.0628	0.0734	-0.1408	-0.1368	0.0667	0.1196	-0.0167
G3	0.1125	-0.0138	0.0486	-0.049	0.0119	0.0511	<b>-0.163</b>	<b>-0.2014</b>	0.0685	0.1192	-0.0332
G4	0.0773	0.0303	0.0972	0.0889	-0.0171	-0.0127	-0.2065	-0.06	0.075	0.0526	0.1108

O Grupo 3 apresenta significância estatística para os índices CDD e CWD, ambos com tendência negativa. Apesar dessa tendência geral para a diminuição da duração das chuvas, observa-se um aumento na precipitação máxima em 1 dia, no índice SDII e nos eventos com precipitação superior a 20 e 25mm. Somam-se a esses resultados os índices R95p e R99p, que estimam as séries de dias úmidos e extremamente úmidos, respectivamente, e revelam uma tendência de aumento.

O Grupo 4 não apresenta significância estatística em nenhum dos índices analisados. No entanto, observa-se um decréscimo nos índices R20mm, R25mm, CDD e CWD, enquanto os demais índices apresentam aumento. Vale destacar que este grupo é o único com tendência positiva para os índices PRCPTOT e R10mm. Ademais, os índices CDD e CWD apresentaram tendência negativa em todos os grupos.

## 4 CONCLUSÕES

Analisando os índices de extremos de precipitação ao longo de 82 anos, é possível verificar que há variabilidade interanual, pode-se identificar por meio do índice Rx1day que houve um aumento na intensidade das chuvas em grande parte do estado. Pode-se observar um possível aumento na precipitação máxima mensal consecutiva de 5 dias (Rx5day) na cidade de Salvador. O índice R95p e o R99p indica aumento significativo na frequência da precipitação intensa para Canavieiras e Salvador e Caetité, Morro do Chapéu e Salvador respectivamente.

Dos índices analisados nesse trabalho, o índice SDII (média anual da precipitação para dias com chuva) é o que mais caracteriza a tendência de precipitação estatisticamente significativa ( $p \leq 0,05$ ) na região da Bahia. Observando o índice SDII, há uma tendência de aumento na concentração de chuvas com significância estatística apenas em Serrinha. As cidades no centro do estado apresentam tendência negativa para o índice SDII, o que significa que a precipitação está se tornando mais distribuída nessas regiões.

A análise da precipitação total anual PRCPTOT na Bahia revela que não há um aumento significativo na quantidade total de chuva na maioria das cidades do estado, sendo para Cocos observado uma diminuição na precipitação total anual. Em locais como, Caravelas, Salvador, Caetité, Ibotirama, Mansidão e Xique-Xique a frequência de dias consecutivos úmidos (CDW) e a frequência de dias consecutivos secos (CDD) apresenta uma

tendência decrescente na Bahia com significância estatística na região central da área de estudo.

A ocorrência de chuvas acima de 10mm está diminuindo de forma estatisticamente relevante em três cidades: Cocos, Caetité e Vitória da Conquista. Na análise do índice R20mm verifica-se um aumento no número de cidades com tendência positiva em comparação com o R10mm.

Ainda pode-mencionar o índice R25mm que indica eventos de precipitação superiores a 25mm, no qual observa-se uma tendência positiva, mas, similarmente ao índice R20mm, apenas Salvador e Canavieiras detêm significância estatística.

Neste estudo, pode-se verificar o padrão de distribuição do índice SDII por meio das análises da estatística espacial dos índices global e local de Moran. A concentração espacial do SDII indica que as localidades inseridas no oeste do estado, são caracterizadas por concentrar registros do índice simples de intensidade diária de precipitação -SDII de maior intensidade, já nas regiões de Salvador, Serrinha e Itiruçu, remetem a uma melhor distribuição, com os menores valores em média do índice SDII. A identificação de regiões homogêneas do índice é de suma importância, pois permite uma análise mais aprofundadas dos padrões de precipitação dentro das sub-regiões. Por meio dos resultados por regiões homogêneas observou-se que o único grupo com tendência positiva para os índices PRCPTOT e R10mm foi o 4. Os índices CDD e CWD apresentaram tendência negativa em todos os grupos. A maioria dos índices de precipitação por grupo demonstra ausência de resultados

estatisticamente significativos, as exceções são RX1day, CDD, CWD e R99p.

## **AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Paraíba (FAPESQ) pela concessão da bolsa de pós-doutoramento (Termo nº 2176/2023) ao terceiro autor. Além do financiamento do Projeto de Pesquisa (Termo nº 3.033/2021) do segundo autor. Agradecem também ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da Bolsa de Produtividade em Pesquisa (307608/2022-0) ao segundo autor.

## **REFERÊNCIAS**

AHMAD, A. U.; STARKEY, A. Application of feature selection methods for automated clustering analysis: a review on synthetic datasets. **Neural Computing and Applications**, 29,317–328. 2018. <https://doi.org/10.1007/s00521-017-3005-9>.

BEM, J. S.; GIACOMINI, N. M. R.; WAISMANN, M. **Utilização da técnica da análise de Clusters ao Emprego da Indústria Criativa entre 2000 e 2010: Estudo da Região do Consinos**, RS. Interações, Campo Grande, v.16, p.27-41. 2015. <https://doi.org/10.1590/151870122015102>.

BUSSAB, W. O.; MIAZAKI, E. S.; ANDRADE, D. **Introdução à Análise de Agrupamentos**, 1 ed. UNESP, São Paulo. 1990.

EVERITT, B. S. 1974. **Cluster Analysis**, 5ed. Heinemann Educational Books, London.

FILHO, W.; LUCIO, P.; SPYRIDES, M. Precipitation Extremes Analysis over the Brazilian Northeast via Logistic Regression. **Atmospheric and Climate Sciences**, Vol. 4 No. 1, 2014, pp. 53-59. Disponível em: doi: 10.4236/acs.2014.41007. Acesso em: 16/04/2024.

FONTOLAN, M, XAVIER, ACF, PEREIRA, HR, BLAIN, GC. Using climate change models to assess the probability of weather extremes events: a local scale study based on the generalized extreme value distribution. **Bragantia** [Internet]. 2019 Jan;78(1):146–57. Available from: <https://doi.org/10.1590/1678-4499.2018144>.

GILBERT, R. O. **Statistical methods for environmental pollution monitoring**, 115ed. Van Nostrand Reinhold Company, New York. 1987.

HARDLE, W.; SIMAR, L. Applied Multivariate Statistical Analysis, 2ed. **Springer**, Berlin. 2007.

IPCC, 2022: **Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate**

**Change** [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3056 pp., doi:10.1017/9781009325844.

KAZEMZADEH, M.; MALEKIAN, A. Changeability evaluation of hydro-climate variables in Western Caspian Sea region, Iran. **Environmental Earth Sciences**, n.77. 2018. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7305-x>.

KENDALL, M. G. **Rank correlation measures**, 2ed. Charles Griffin, London. 1945

KENDALL, M.G. **Rank Correlation Methods**, 3 ed. Charles Griffin, United States of America. 1948.

MACKIE, E.; SHUCKBURGH, E.; JONES, D.; VAUGHAN, D. How climate change is affecting sea levels. **Weather**, v. 75, p. 280, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/wea.3716>. Acesso em: 29/04/2024.

MANN, H. B. *Econometrica*. **The econometric society**, v.13, p.245-259. 1945. <http://dx.doi.org/10.2307/1907187>.

MARRA, F.; ARMON, M.; BORGA, M.; MORIN, E. Orographic effect on extreme precipitation statistics peaks at hourly time scales. **Geophysical Research Letters**, 48, e2020GL091498. 2021.

Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2020GL091498>. Acesso em: 16/04/2024.

MAROTZKE, J.; MILINSKI, S.; JONES, C. D. How close are we to 1.5°C or 2°C of global warming? **Weather**, v. 77, p. 147-148, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/wea.4174>. Acesso em: 29/04/2024.

MINGOTI, S. A. **Análise de Dados Através de Métodos de Estatística Multivariada: Uma abordagem Aplicada**, 1 ed. UFMG, Belo Horizonte. 2005.

OSIŃSKI, S.; WEISS, D. A concept-driven algorithm for clustering search results. **IEEE Intelligent Systems**, v.20. 2005. <https://doi.org/10.1109/MIS.2005.38>.

PIYOOSH, A. K.; GHOSH, S. K. Effect of autocorrelation on temporal trends in rainfall in a valley region at the foothills of Indian Himalayas. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v.31, p.2075–2096. 2017. <https://doi.org/10.1007/s00477-016-1347-y>

RAYMOND, C.; HORTON, R. M.; ZSCHEISCHLER, J. et al. Understanding and managing connected extreme events. **Nat. Clim. Chang.**, v. 10, p. 611-621, 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/s41558-020-0790-4>>. Acesso em: 29/04/2024.

SANTOS, Carlos Antonio Costa dos. **Estimativa e tendências de índices de detecção de mudanças climáticas com base na precipitação diária no Rio Grande do Norte e na Paraíba**. 2006. 115 fl. Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-graduação em Meteorologia), Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande - Paraíba - Brasil, 2006. Disponível em: <http://dspace.sti.ufcg.edu.br:8080/jspui/handle/riufcg/27261>

SANTOS, C. A.; LIMA, A. M. M.; FARIAS, M. H. C. S.; AIRES, U. R. V.; SERRÃO, E. A.O. Análise Estatística da não Estacionariedade de Séries Temporais de Vazão Máxima Anual Diária na Bacia Hidrográfica do Rio Pardo. **Holos**, v.7. 2016. <https://doi.org/10.15628/holos.2016.4892>.

SEN, P.K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. **Journal of the American Statistical Association**, v.63, p.1379-1389. 1968. <https://www.jstor.org/stable/2285891>.

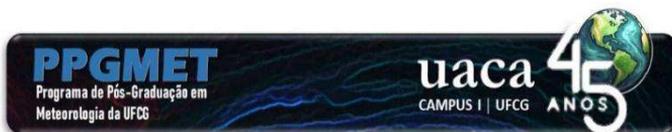
SILVA, W. L.; DEREZYNSKI, C.; CHANG, M.; FREITAS, M.; MACHADO, B. J.; TRISTÃO, L.; RUGGERI, J. Tendências observadas em indicadores de extremos climáticos de temperatura e precipitação no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.30. 2015. <https://doi.org/10.1590/0102-778620130622>.

STOTT, P. A.; MITCHELL, J. F. B. Detection and attribution of climate change. **Weather**, v. 76, p. 324, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/wea.4027>. Acesso em: 29/04/2024.

TABARI, H. Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. **Science Report**, 13768. 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70816-2>. Acesso em: 16/04/2024.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**, 2 ed. Cornell University, Ithaca, NY, USA. 2006.

WILLEMS,P.; ARNBJERG-NIELSEN, K; OLSSON, J; e NGUYEN, VTV, “Avaliação do Impacto das Mudanças Climáticas em Extremos de Precipitação Urbana e Drenagem Urbana: Métodos e Deficiências”, **Atmospheric Research**, Vol. 103, 2012, pp. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.04.003>.



### **VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA BRUTA NA FRONTEIRA AGRÍCOLA DO MATOPIBA**

Dimas de Barros Santiago<sup>1</sup>, Madson Tavares Silva<sup>1</sup>,  
Pedro Fernandes de Souza Neto<sup>1</sup>, Washington Luiz Félix  
Correia Filho<sup>2</sup>, José Francisco de Oliveira Júnior<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA),  
Universidade Federal de Campina Grande (UFCG),  
Campina Grande, Paraíba, Brasil.  
(dimas.barros91@gmail.com,  
madson.tavares@professor.ufcg.edu.br)

<sup>2</sup>Instituto de Ciências Atmosféricas (ICAT), Universidade  
Federal de Alagoas (UFAL), Maceió, Alagoas, Brasil.  
(wlfcfm@gmail.com; jose.junior@icat.ufal.br)

## RESUMO

O objetivo deste estudo foi avaliar a variabilidade espaço-temporal da produtividade primária bruta, e buscar compreender a sua relação/interação com os fatores climático-ambientais (precipitação, temperatura e uso e ocupação do solo), durante os anos de 2001-2019 na fronteira agrícola do MATOPIBA. Todos dados empregados neste estudo possuem resolução espacial de 1 km x 1 km e resolução temporal mensal, posteriormente convertida para sazonal. Anualmente, os valores médios de PPB variaram entre 150 e 450 gC/m<sup>2</sup>, com as áreas maiores PPB localizadas no norte da região, onde os valores superaram 825 gC/m<sup>2</sup>. As áreas de menores PPB apresentaram valores abaixo de 75 gC/m<sup>2</sup>, principalmente nas regiões centrais e ao sul. A maior produtividade foi associada a regiões com maior precipitação, como o norte do Maranhão. Sazonalmente, no verão obtiveram os maiores valores de PPBs (525–825 gC/m<sup>2</sup>), enquanto no inverno uma diminuição para 75–300 gC/m<sup>2</sup>. A primavera representou um período de recuperação, com valores intermediários (225–525 gC/m<sup>2</sup>). A PPB apresentou uma correlação positiva moderada com a precipitação ( $r=0,62$ ), confirmando que áreas com maior disponibilidade hídrica são mais produtivas. Em contrapartida, a correlação com a temperatura da superfície foi negativa e forte ( $r=-0,75$ ), indicando que temperaturas mais baixas favorecem a produtividade, possivelmente devido à maior cobertura vegetal. Na comparação entre o uso e ocupação do solo e a PPB, a formação florestal destacou-se variando de 500 a 675 gC/m<sup>2</sup>, e demonstrou uma tendência crescente após 2010, sugerindo uma recuperação das áreas florestais e um maior potencial de sequestro de carbono. Por outro lado, a agricultura e a formação campestre, mostraram declínios contínuos após 2013, atingindo picos de 350 e 325 gC/m<sup>2</sup>, respectivamente. A pastagem manteve uma estabilidade moderada, com variações entre 350 e 525 gC/m<sup>2</sup>. Desta forma, se enfatiza a importância de práticas de manejo sustentável do solo e de políticas de mitigação dos efeitos das mudanças climáticas, a fim de preservar a capacidade dos ecossistemas de sequestrar, especialmente em regiões vulneráveis como o MATOPIBA.

**Palavras-chave:** Produtividade Primária Bruta, Sequestro de Carbono, MATOPIBA

---

# 1 INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas afetam diretamente a vegetação, pois alterando os padrões de temperatura e precipitação, influenciam diretamente o crescimento das plantas (Biudes et al., 2021; Sarkard et al., 2022). As projeções atuais, baseadas em cenários de emissões contrastados, sugerem um aquecimento entre 0,3 e 4,8 °C até o final deste século (IPCC, 2023). Com o aumento das temperaturas e a maior frequência de eventos extremos, como secas e ondas de calor, muitas espécies sofrem estresse hídrico e térmico, resultando na redução da fotossíntese e, conseqüentemente, da produtividade primária bruta (PPB) (Dalmago et al., 2008; Pei et al., 2013, Zhu et al., 2017; Li, 2022)

Esse impacto prejudica a capacidade das plantas de sequestrar carbono da atmosfera, comprometendo seu papel como sumidouros de carbono (Beer et al., 2010; Gao et al., 2013). A PPB está diretamente relacionada à ciclagem de carbono, um processo crucial para a mitigação das mudanças climáticas, pois a quantidade de carbono sequestrado pelos organismos fotossintetizantes através da PPB tem um impacto direto nas concentrações de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) atmosférico, um dos principais gases de efeito estufa (Lijun et al., 2023).

A produtividade primária bruta (PPB) é um dos processos mais fundamentais e complexos nos ecossistemas terrestres, refletindo a capacidade das plantas e outros

organismos fotossintetizantes de converter a energia solar em biomassa através da fotossíntese (Beer et al., 2009; Yang et al., 2020). Como a vegetação é sensível a essas alterações, é importante notar que tanto o excesso quanto a falta de precipitação podem afetar negativamente a PPB (Baldocchi, Chu, & Reichstein, 2018). Em situações de excesso de precipitação, como em áreas de floresta tropical com chuvas intensas e frequentes, a saturação do solo pode levar à anoxia, onde a falta de oxigênio no solo inibe a respiração radicular e a absorção de nutrientes, reduzindo a eficiência fotossintética e, consequentemente, a PPB (Valverde, Marengo, 2010; Santiago et al., 2022).

Outro fator que afeta diretamente a PPB, são as modificações de vegetação natural para fins agrícolas. A região do MATOPIBA sofre com esse problema, isso se dá ao fato desta área estar em desenvolvimento agrícola, e sendo denominada como fronteira agrícola oficialmente pelo Governo Federal no ano de 2015 como fronteira agrícola em área de cerrado por meio Decreto Nº 8447 de 6 de maio de 2015 (Brasil, 2015; Xavier, 2019). A região do MATOPIBA poderá sofrer grandes transformações no sentido da conversão de áreas nativas de Cerrado em áreas de cultivo de soja; é estimado que cerca de aproximadamente 2,5 milhões de hectares (ha) deverão sofrer esse processo até 2050 (Soterroni et al., 2019; Correia Filho et al.; 2021; Santiago et al., 2022). Essa conversão de vegetação nativa em áreas de agricultura e pecuária modifica a dinâmica

do fluxo de energia, da evapotranspiração da troca líquida de carbono (Biudes et al., 2015). Nessas áreas, ocorre o impacto na redução dos serviços climáticos fornecidos pelo armazenamento de carbono em solos de fronteira, particularmente em extensas fronteiras agrícolas de alta latitude (Hannah et al., 2020).

Estudos anteriores indicam que as condições térmicas são um fator limitante do processo fotossintético no ecossistema de pastagens em condições de baixa temperatura (Li et al., 2019; Liu et al., 2022), interfere nos processos biofísicos da vegetação. Estudos destacam a importância das florestas em sua contribuição no balanço global de C, sendo considerados importantes sumidouros de carbono, comparáveis ou superiores a algumas florestas tropicais, como a Amazônia (Jia et al., 2018; Mendes et al., 2020; Fernandes et al., 2023). Campo & Merino (2016), assim como Mendes et al. (2020), mencionam que as florestas mesmo submetidos a essas condições ambientais adversas, esses ecossistemas são capazes de sequestrar quantidades consideráveis de C, devido à lenta decomposição da matéria orgânica. Durante a estação seca, as plantas ficam progressivamente expostas ao estresse hídrico devido à diminuição do conteúdo de água no solo, o que induz o fechamento dos estômatos, reduzindo a condutância estomática e a transpiração. Como consequência, há uma diminuição na assimilação de CO<sub>2</sub> e na fotossíntese líquida (Jardim et al., 2022). A influência da sazonalidade climática nos fluxos de CO<sub>2</sub> em florestas tropicais sazonalmente já foi documentada por

autores como Morais et al. (2017), Mendes et al. (2020), e Silva et al. (2021).

Estudar a relação entre PPB, precipitação e temperatura é essencial para entender como os ecossistemas terrestres respondem às variações ambientais, especialmente em um cenário de mudanças climáticas (Peng et al. 2017; Ji et al., 2021). À medida que as temperaturas globais continuam a aumentar e os padrões de precipitação tornam-se mais erráticos, sendo fundamental prever como essas mudanças afetarão a capacidade dos ecossistemas de sustentar a vida e de atuar como sumidouros de carbono (Lorenço et al., 2018). Chu et al., (2015) menciona que metade da variação global na PPB pode ser explicada através das variáveis climáticas temperatura e precipitação, que são considerados importantes condutores climático para as flutuações anuais da PPB.

Compreender essas interações é particularmente relevante para regiões vulneráveis, como o MATOPIBA no Brasil, onde os impactos das mudanças climáticas podem alterar significativamente a dinâmica da PPB. Portanto, pesquisas que investiguem a relação entre PPB, precipitação e temperatura são essenciais para o desenvolvimento de estratégias de mitigação e adaptação às mudanças climáticas, visando preservar a funcionalidade dos ecossistemas e sua capacidade de manter o equilíbrio climático global. Desta forma, o objetivo deste estudo é avaliar a variabilidade espaço-temporal da produtividade primária bruta, e buscar compreender a sua relação/interação

com os fatores climático-ambientais (precipitação, temperatura e uso e ocupação do solo), durante os anos de 2001-2019 na fronteira agrícola do MATOPIBA.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Área De Estudo**

A fronteira agrícola denominada de MATOPIBA (figura 1), situada na região central do Brasil, composta por microrregiões de quatro estados brasileiros: Maranhão (MA), Tocantins (TO), Piauí (PI) e Bahia (BA) – (Bolfé et al., 2016). É constituído por 3 biomas: Cerrado (90,94%), Amazônia (7,27%) e Caatinga (1,64%), com uma área de 66.543.540,87 ha (665.435,41 km<sup>2</sup>), 5.319.628,40 ha (53.196,29 km<sup>2</sup>) e 1.203.107,22 ha (12.031,08 km<sup>2</sup>), respectivamente (Miranda, 2015). A altitude, varia entre 1 e 1.254 m acima do nível médio do mar (NMM). O regime pluviométrico no MATOPIBA é sazonal, com a estação chuvosa de setembro/outubro a abril/maio, com valores acima de 900 mm, e a estação seca de maio a setembro, com valores abaixo de 600 mm (Lima, 2011; Nascimento & Novais et al., 2020).

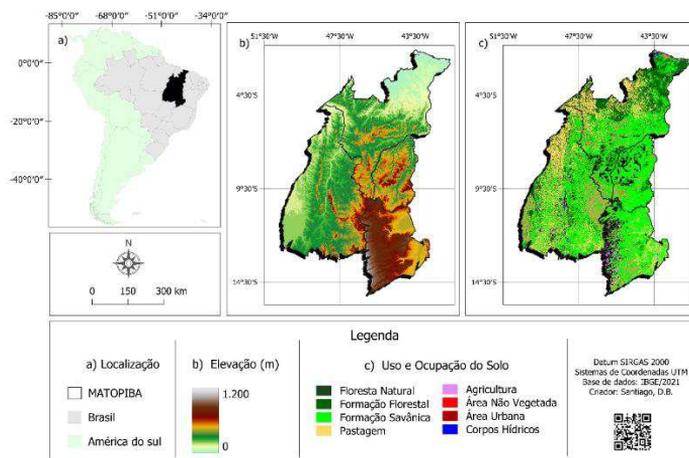


Figura 1. Localização geográfica da fronteira agrícola do MATOPIBA a), com destaque para b) elevação e c) uso e ocupação do solo. Fonte: Autor (2024).

Devido à sua grande extensão territorial, a região do MATOPIBA apresenta uma distribuição de chuvas influenciada pelos biomas locais, com os maiores (menores) índices pluviométricos registrados nas áreas próximas à fronteira com a Amazônia (Caatinga) (LIMA, 2011). De acordo com a análise da variabilidade das precipitações no Cerrado brasileiro, realizada por Correia Filho et al. (2021) em diferentes escalas, as maiores concentrações de chuvas ocorrem nos setores oeste (O) (Mato Grosso-MT e Goiás-GO), noroeste (NO) (Tocantins) e norte (N) (Maranhão) do bioma, com valores superiores a 1500 mm anuais, especialmente na área de transição com a Amazônia.

## 2.2 Aquisição dos dados de sensoriamento remoto

No estudo utilizaram-se dados do sensor orbital MODIS do Satélite AQUA, referente aos produtos PPB - (MYD17A2) (Huang et al., 2017; De Oliveira et al., 2017; Santiago et al., 2021; Chen et al., 2022). Estes produtos possuem resolução espacial de 1km x 1km, em escala temporal semanal (de maneira cumulativa), relativo ao período de 2001-2019. Os produtos foram obtidos a partir do seguinte endereço: <<https://www.earthdata.nasa.gov/>>. Em relação a influência das variáveis ambientais no espaço-temporalidade da PPB, foram utilizadas variáveis meteorológicas e ambientais no período de 2001 a 2019. Além destes mencionados, incluiu-se o produto TST (MYD11A2), também pertencente ao sensor MODIS. Enquanto a precipitação é proveniente do produto *Climate Hazard Group InfraRed Precipitation with Station data* (CHIRPS) - (Funk et al., 2015; Oliveira-Júnior et al., 2021; Correia Filho et al., 2021), disponível no seguinte endereço: <<https://data.chc.ucsb.edu/products/CHIRPS-2.0/>>. Todos os dados foram processados e plotados nos softwares R versão 3.6.3 (R Development Core Team, 2020) e Quantum GIS (QGIS) versão 3.4.6 (QGIS Core Team, 2019).

## 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 3.1 Padrões espaço-temporal da PPB

- **Anual**

Na figura 2, observa-se, variações destacadas com valores inferiores a 75 gC/m<sup>2</sup> nas áreas de verde escuro, até mais de 825 gC/m<sup>2</sup> nas áreas em preto, já os valores médios se concentram nas faixas intermediárias, entre 150 gC/m<sup>2</sup> e 450 gC/m<sup>2</sup> (amarelo a laranja), cobrindo a maior parte da área do MATOPIBA. A maior produtividade anual se concentra principalmente na parte norte do mapa (em preto e marrom escuro), enquanto as áreas centrais e ao sul apresentam valores mais baixos (em verde e amarelo). Os maiores valores de GPP foram observados em áreas onde os valores de precipitações foram elevados (N do Maranhão), o que está associados à maior disponibilidade de chuvas na região (JÚNIOR et al., 2019; CORREIA FILHO et al., 2021). Frankenberg et al. (2011) e Ma et al. (2018), encontraram os maiores valores totais anuais de GPP em áreas de vegetação densa e florestas de folhas largas perenes. Isso sugere que a região norte do mapa possui condições mais favoráveis para a produtividade anual, seja por clima, vegetação ou outros fatores. Os autores Frankenberg et al. (2011) e Ma et al. (2018) descobriram que as áreas de vegetação densa e florestas sempre verdes de folhas largas tinham o GPP total anual mais alto.

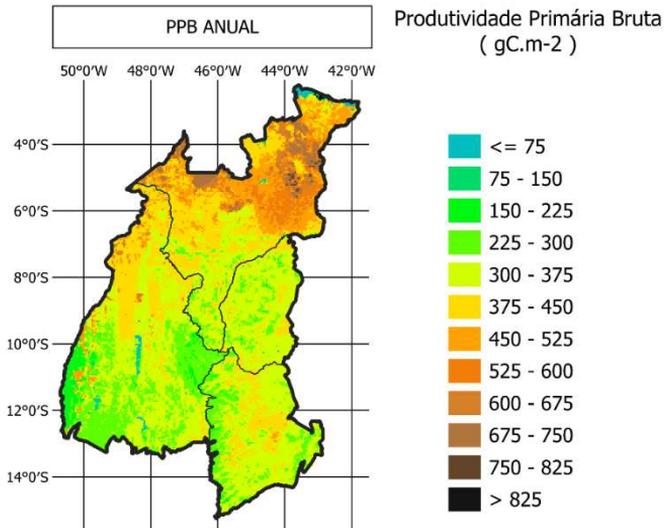


Figura 2. Variação espaço-temporal média anual da sazonalidade da PPB, para o período de 2001-2019.

- **Sazonal**

Sazonalmente, durante o verão (figura 3a), predominam áreas com valores mais altos de PPB (entre 525 gC/m<sup>2</sup> e > 825 gC/m<sup>2</sup>), especialmente no norte do mapa. No outono (figura 3b), a produtividade ainda é alta, com uma distribuição espacial similar ao verão, porém com ligeira redução nos valores máximos (menos áreas em marrom escuro e preto). As áreas de produtividade moderada (amarelo e laranja) ainda predominam. Já no período de inverno (figura 3c),

destaca-se uma queda considerável nos valores de PPB, com a maioria das áreas apresentando valores entre 75 e 300 gC/m<sup>2</sup>, indicados pelas cores verde e amarelo. Entretanto, os maiores valores sazonalmente são encontrados no período do inverno na parte norte do MATOPIBA (estado do Maranhão), com valores acima de 450 gC/m<sup>2</sup>. A primavera (figura 3d), sendo a estação de transição mostram valores nas faixas intermediárias (225-525 gC/m<sup>2</sup>), porém indicando uma recuperação gradual da produtividade.

De uma forma geral, A produtividade primária bruta tem uma clara variação sazonal, com os valores mais altos concentrados no verão e outono, e os mais baixos no inverno. A primavera representa um período de transição, com um aumento gradual na produtividade. No quesito espacial. A parte norte do mapa, em todas as estações, apresenta os maiores valores de PPB, indicando que esta área é a mais produtiva durante o ano, enquanto o Sul tende a ter valores mais baixos de PPB, especialmente no inverno.

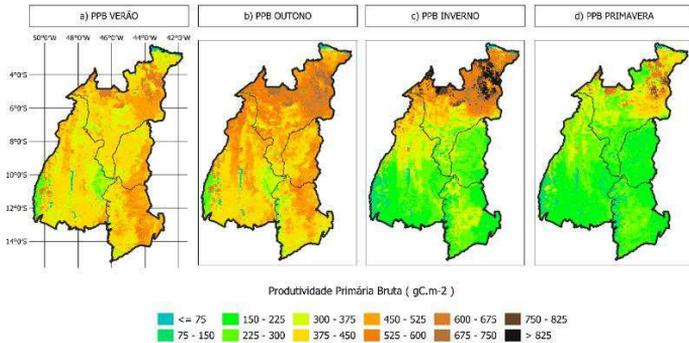


Figura 3. Variação espaço-temporal sazonal média da PPB, para o período de 2001-2019.

### 3.2 Associação entre fatores ambientais e mudanças na PPB

- **Efeito da Precipitação e Temperatura de Superfície**

A PPB é sensível as mudanças de temperatura e precipitação do ambiente, a figura 3 mostra a correlação entre a PPB e precipitação (figura 3a), PPB e TST (figura 3b). Onde destacou-se uma correlação positiva moderada entre PPB e Precipitação ( $r=0,62$ ), o que faz sentido do ponto de vista ecológico, já que mais precipitação pode resultar em maior disponibilidade de água para a vegetação, levando a um aumento na produtividade primária bruta. Autores como Costa (2017) relatou essa relação entre a Precipitação e a PPB, para a Bahia usando o IVDN/MODIS. Silva (2019), encontrou a mesma

relação estudando a PPB no semiárido paraibano. Zhang et al., (2024) encontrou essa correlação positiva entre a precipitação e a PPB, onde destaca que a disponibilidade de água, foi um fator essencial para o processo de fotossíntese, é aprimorada pela precipitação, impactando de maneira substancial a produtividade dos ecossistemas florestais em 94 locais da China.

Já a PPB e TST (figura 3b), mostrou uma correlação negativa mais forte ( $r=-0,75$ ). Isso pode indicar que regiões com maior PPB tendem a ter temperaturas mais amenas, o que pode ser explicado por maior cobertura vegetal e evapotranspiração, que pode resfriar a superfície terrestre. Mehmood et al. (2024), encontrou valores de correlações negativas entre a PPB e a TST na china ao longo de uma variação de elevação, e menciona que temperaturas mais baixas favorecem a produtividade, provavelmente devido às adaptações dessas espécies (Lian et al., 2023). Além disso, mesmo evidente que o aquecimento climático traga benefícios à atividade da vegetação, ele simultaneamente traz a influência negativa até certo ponto. Assim, o enfraquecimento do controle da temperatura sobre a atividade da vegetação terrestre também foi elucidado de várias perspectivas potenciais, como a ocorrência de extremos quentes (Peng et al., 2013).

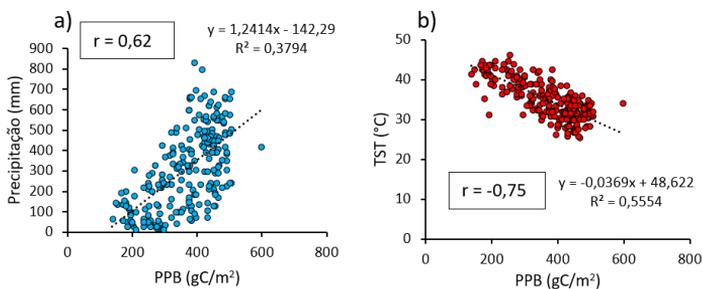


Figura 3. Relação e Correlação entre Precipitação - PPB a) e TST - PPB b).

- **Variação da PPB por Tipos de ocupação do solo**

As variações da PPB em diferentes tipos de uso da terra ao longo dos anos 2001 a 2019 são expostas na figura 4. Onde, a Formação Florestal foi a classe que se observou os valores mais elevados de PPB, oscilando entre 500 e 650 gC/m<sup>2</sup> ao longo do período analisado. Isso se deve, em grande parte, à alta biomassa associada às florestas, que apresentam taxas fotossintéticas mais elevadas devido à maior área foliar e ao tempo de crescimento contínuo das árvores (Souza e Malhi, 2017; Lorel et al., 2019). Em anos como 2004 e 2010, observa-se picos que ultrapassam os 600 gC/m<sup>2</sup>, possivelmente relacionados a condições climáticas mais favoráveis, como precipitação acima da média ou aumento na disponibilidade de nutrientes. No entanto, a PPB nessa categoria mantém certa

estabilidade, indicando uma adaptação maior das florestas a perturbações anuais. Na Pastagem valores intermediários de PPB foram observados, com variações entre 400 e 500 gC/m<sup>2</sup>.

A variação significativa na PPB da pastagem em 2007, 2010 e 2013 pode estar associada a práticas de manejo, como a rotação de pastagens ou adubação, que aumentam temporariamente a produtividade (Lu et al., 2017; Yuan et al., 2021), observa-se também uma queda acentuada em 2008 e 2015, possivelmente relacionada à degradação do solo ou seca prolongada, que reduzem a capacidade fotossintética das plantas (Umair et al., 2020).

A Formação Savânica mostrou semelhanças com a Pastagem, com valores de PPB variando entre 350 e 450 gC/m<sup>2</sup>. A variação anual nessa categoria é menos pronunciada, exceto nos anos de 2010 e 2013, quando se registram picos que coincidem com outros tipos de vegetação, sugerindo influência climática regional ou mudanças na cobertura vegetal. Já na agricultura os menores valores de PPB entre 250 e 350 gC/m<sup>2</sup>. Isso se mostra evidente, devido os sistemas agrícolas intensivos tendem a ter menor capacidade de fixação de carbono, em parte devido à colheita regular, que remove a biomassa da área, e ao manejo do solo, que pode reduzir a disponibilidade de nutrientes (Barros Santiago et al., 2021; Santiago et al., 2022; Ye & Chuai et al., 2022).

No entanto, a PPB na agricultura mostra picos em 2009, 2010 e 2013, anos em que práticas como irrigação ou plantio de

culturas de ciclo rápido podem ter sido implementadas, maximizando a produção. A Formação Campestre tem os valores mais baixos de PPB, variando entre 200 e 300 gC/m<sup>2</sup>. Essa categoria se mantém estável ao longo dos anos, com pequenos picos em 2010 e 2013, mas sem grandes oscilações.

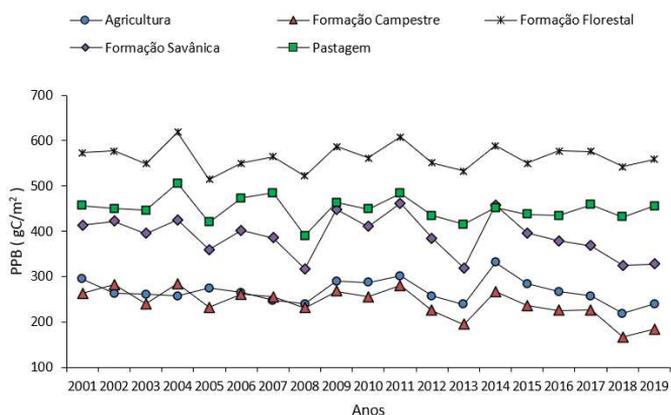


Figura 4. Variação da PPB por uso e ocupação do solo.

A análise comparativa das categorias ao longo do período evidencia que os maiores picos de PPB ocorrem em anos-chave, como 2004, 2010 e 2013, o que pode estar relacionado a fatores externos, como variações climáticas, mudanças no uso da terra ou práticas de manejo específicas. A Formação Florestal destaca-se por sua resiliência, enquanto as

categorias de agricultura e formação campestre apresentam os menores valores, sugerindo maior vulnerabilidade à variação anual e práticas de manejo mais intensivas.

#### **4 CONCLUSÕES**

A partir dos resultados obtidos na pesquisa foi possível analisar a interação entre a produtividade vegetal e os fatores climáticos, como precipitação pluvial, temperatura de superfície, e o uso e ocupação do solo. As análises indicam uma correlação positiva entre a precipitação e a PPB, evidenciando que áreas com maior disponibilidade de água apresentaram maior produtividade. Por outro lado, a correlação negativa entre a temperatura de superfície e a PPB sugere que áreas mais quentes tendem a ter menor produtividade, possivelmente devido ao estresse térmico sobre a vegetação.

As diferenças anuais e sazonais de forma espacial também foram notáveis, onde as maiores produtividades estão concentradas nas estações de verão e outono, enquanto o inverno registrou os menores valores. A região norte do MATOPIBA, especialmente no estado do Maranhão, mostrou-se consistentemente mais produtiva ao longo de todas as estações, enquanto as áreas centrais e ao sul apresentaram menor PPB, especialmente durante os períodos mais secos.

Além disso, a análise por tipo de uso do solo destacou que as formações florestais tiveram a maior PPB, com uma propensão de crescimento ao longo do período estudado, sugerindo um papel importante dessas áreas no sequestro de carbono. Em contraste, áreas agrícolas e campestres mostraram uma propensão de declínio na PPB após 2013, possivelmente devido à intensificação do uso do solo e à degradação ambiental.

Esses resultados reforçam a importância de políticas de manejo sustentável do solo e de mitigação dos impactos das mudanças climáticas para manter a capacidade da vegetação de sequestrar carbono e mitigar as emissões de gases de efeito estufa. O monitoramento contínuo da PPB é crucial para entender como as mudanças climáticas estão alterando os ecossistemas e como podemos adaptar estratégias de conservação e uso da terra para preservar os serviços ecossistêmicos essenciais fornecidos pela vegetação.

## **AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Paraíba (FAPESQ) pela concessão da bolsa de pós-doutoramento (Termo nº 2176/2023) ao primeiro autor e de doutorado concedido ao terceiro autor (Termo nº 1920/2022). Além do financiamento do Projeto de Pesquisa (Termo nº 3.033/2021) do segundo autor. Agradecem também ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e

Tecnológico (CNPq) pela concessão da Bolsa de Produtividade em Pesquisa (307608/2022-0) ao segundo autor.

## REFERÊNCIAS

Baldocchi, D., Chu, H., & Reichstein, M. (2018). Inter-annual variability of net and gross ecosystem carbon fluxes: A review. **Agricultural and Forest Meteorology**, 249, 520-533.

Barros Santiago, Dimas; Barbosa, Humberto Alves; Correia Filho, Washington Luiz Félix. (2021). Alterações na eficiência do uso da água relacionadas com fatores climáticos e uso e ocupação do solo, na região do MATOPIBA. **Pesquisa, Sociedade e Desenvolvimento**, v. 10, n. 9, pág. e3010917891-e3010917891.

BEER, C. et al. Terrestrial gross carbon dioxide uptake: global distribution and covariation with climate. **Science**, Washington, DC, v. 329, n. 5993, p. 834-838, 2010.

Beer, C.; Ciais, P.; Reichstein, M.; Baldocchi, D.; Law, B.; Papale, D.; Soussana, J.-F.; Ammann, C.; Buchmann, N.; Frank, D.; et al. Temporal and among-site variability of inherent water use efficiency at the ecosystem level. **Glob. Biogeochem. Cycles** 2009, 23, 3233.

Biudes, M. S., Vourlitis, G. L., Machado, N. G., de Arruda, P. H. Z., Neves, G. A. R., de Almeida Lobo, F., ... & de Souza Nogueira, J. (2015). Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and forest Meteorology**, 202, 112-124.

Biudes, M. S., Vourlitis, G. L., Velasque, M. C. S., Machado, N. G., de Moraes Danelichen, V. H., Pavao, V. M., ... & de Souza Nogueira, J. (2021). Gross primary productivity of Brazilian Savanna (Cerrado) estimated by different remote sensing-based models. **Agricultural and Forest meteorology**, 307, 108456.

Bolfe, É. L., Victória, D. D. C., Contini, E., Bayma-Silva, G., Spinelli-Araujo, L., & Gomes, D. (2016). Matopiba em crescimento agrícola Aspectos territoriais e socioeconômicos. **Revista de Política Agrícola**, 25(4), 38-62.

BRASIL. Decreto Nº 8.447, de 6 De maio De 2015. **Dispõe sobre O Plano De Desenvolvimento Agropecuário Do MATOPIBA E A Criação De Seu Comitê Gestor**. Diário Oficial Da União, 7 maio de 2015. Disponível em: < [Http://Www.Planalto.Gov.Br/Ccivil\\_03/\\_Ato2015-2018/2015/Decreto/D8447.Htm#:~:Text=DECRETA%3A-Art.,Qualidade%20de%20vida%20da%20popula%C3%A7%C3%A3o.>](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2015-2018/2015/Decreto/D8447.htm#:~:Text=DECRETA%3A-Art.,Qualidade%20de%20vida%20da%20popula%C3%A7%C3%A3o.>). Acesso Em: 01 Dez. 2020.

BRITO MORAIS, Y. C., BEZERRA DE ARAÚJO, M. D. S., DE MOURA, M. S. B., GALVÍNCIO, J. D., & DE QUEIROGA

MIRANDA, R. (2017). Análise do Sequestro de Carbono em áreas de Caatinga do Semiárido Pernambucano. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 32(4), 585-599.

CAMPO, J., & MERINO, A. (2016). Variations in soil carbon sequestration and their determinants along a precipitation gradient in seasonally dry tropical forest ecosystems. **Global Change Biology**, 22(5), 1942-1956.

CHEN, C.; PARK, T.; WANG, X.; PIAO, S.; XU, B.; CHATURVEDI, R.K.; FUCHS, R.; BROVKIN, V.; CIAIS, P.; FENSHOLT, R.; ET AL. China and India lead in greening of the world through land-use management. **Nature Sustainability**. 2019, 2, 122–129.

CHU, C.; BARTLETT, M. K.; WANG, Y.; et al. Does climate directly influence NPP globally? **Global Change Biology**, v. 22, n. 1, p. 12–24, 2015.

CORREIA FILHO, W. L. F., DE OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F., DA SILVA JUNIOR, C. A., & SANTIAGO, D. D. B. (2021). Influence of the El Niño–Southern Oscillation and the synoptic systems on the rainfall variability over the Brazilian Cerrado via Climate Hazard Group InfraRed Precipitation with Station data. **International Journal of Climatology**.

COSTA, W. L. B. **Resposta de índices de vegetação às precipitações em regiões do estado da Bahia**. Dissertação

(Mestrado) – Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2017. 80p.

DA ROSA FERRAZ JARDIM, A. M., DE MORAIS, J. E. F., DE SOUZA, L. S. B., & DA SILVA, T. G. F. (2022). Understanding interactive processes: a review of CO<sub>2</sub> flux, evapotranspiration, and energy partitioning under stressful conditions in dry forest and agricultural environments. **Environmental Monitoring and Assessment**, *194*(10), 677.

DA SILVA JUNIOR, U. J., GONÇALVES, R. M., DE OLIVEIRA, L. M. M., & DA SILVA JUNIOR, J. A. (2021). Sensibilidade Espectral dos Índices de Vegetação: GNDVI, NDVI e EVI na Mata Ciliar do Reservatório de Serrinha II-PE, Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**, *73*(1), 17-35.

DALMAGO, A. G.; CUNHA, R. G.; SANTO, A.; PIRES, F. L. J.; SCHWEIG, E. **Produtividade primária líquida do ambiente natural – indicador de sustentabilidade de sistemas de produção agrícola**. Embrapa, 2008.

DE OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F., DA SILVA JUNIOR, C. A., TEODORO, P. E., ROSSI, F. S., BLANCO, C. J. C., LIMA, M., GOIS, G.; CORREIA FILHO, W. L. F; SANTIAGO, D. B. & VANDERLEY, M. H. G. D. S. (2021). Confronting CHIRPS dataset and in situ stations in the detection of wet and drought

conditions in the Brazilian Midwest. **International Journal of Climatology**.

FERNANDES, G. S. T., MACHADO, I. L. S. S., GUEDES, F. R. C. M., SOUSA, M. K. M., & DE ARAUJO LIMA, E. (2023). Gross primary productivity by remote sensing in the Serra das Confusões National Park, Piauí, Brazil. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, 29, 100890.

FRANKENBERG, C.; FISHER, J.B.; WORDEN, J.; BADGLEY, G.; SAATCHI, S.S.; LEE, J.-E.; TOON, G.C.; BUTZ, A.; JUNG, M.; KUZE, A.; ET AL. New global observations of the terrestrial carbon cycle from GOSAT: Patterns of plant fluorescence with gross primary productivity. **Geophysical Research Letter**. 2011, 38.

FUNK, C.; PETERSON, P.; LANDSFELD, M.; PEDREROS, D.; VERDIN, J.; SHUKLA, S.; HUSAK, G.; ROWLAND, J.; HARRISON, L.; HOELL, A.; ET AL. The Climate Hazards Infrared Precipitation With Record For Monitoring Extremes. **Science. Data** 2015, 2, 10–66.

GAO, Y. et al. Vegetation net primary productivity and its response to climate change during 2001–2008 in the Tibetan Plateau. **The Science of the Total Environment**, Amsterdam, v. 444, p. 356-362, 2013.

HANNAH, L.; ROEHRDANZ, P.R.; C., K.B.K.; FRASER, E.D.G.; DONATTI, C.I.; SAENZ, L.; WRIGHT, T.M.; HIJMANS, R.J.; MULLIGAN, M.; BERG, A.; ET AL. The environmental consequences of climate-driven agricultural frontiers. **PLoS ONE**. 2020, *15*, e0228305.

HUANG, M.; PIAO, S.; ZENG, Z.; PENG, S.; CIAIS, P.; CHENG, L.; MAO, J.; POULTER, B.; SHI, X.; YAO, Y.; ET AL. Seasonal responses of terrestrial ecosystem water-use efficiency to climate change. **Glob. Chang. Biol.** 2016, *22*, 2165–2177.

IPCC (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE). **O efeito da variabilidade e mudanças climáticas na terra.** Disponível em: <<https://www.ipcc.ch/srccl/chapter/chapter-2/>>. Acesso em: 29. mar. 2023.

JI, R.; TAN, K.; WANG, X.; et al. Spatiotemporal Monitoring of a Grassland Ecosystem and Its Net Primary Production Using Google Earth Engine: A Case Study of Inner Mongolia from 2000 to 2020. **Remote Sensing**, v. 13, n. 21, p. 4480–4480, 2021.

Jia, X., Zha, T., Gong, J., Zhang, Y., Wu, B., Qin, S., & Peltola, H. (2018). Multi-scale dynamics and environmental controls on net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange over a temperate semiarid

shrubland. **Agricultural and Forest Meteorology**, 259, 250-259.

Junior, C.A.D.S.; Costa, G.D.M.; Rossi, F.S.; Vale, J.C.E.D.; de Lima, R.B.; Lima, M.; de Oliveira-Junior, J.F.; Teodoro, P.E.; Santos, R.C. Remote sensing for updating the boundaries between the Brazilian Cerrado-Amazonia biomes. **Environ. Sci. Policy** 2019, 101, 383–392.

LI, S.; HE, S. The variation of net primary productivity and underlying mechanisms vary under different drought stress in Central Asia from 1990 to 2020. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 314, p. 108767–108767, 2022.

Li, W., Du, J., Li, S., Zhou, X., Duan, Z., Li, R., ... & Li, M. (2019). The variation of vegetation productivity and its relationship to temperature and precipitation based on the GLASS-LAI of different African ecosystems from 1982 to 2013. **International journal of biometeorology**, 63, 847-860.

Lian, X., Jiao, L., & Liu, Z. (2023). Saturation response of enhanced vegetation productivity attributes to intricate interactions. **Global Change Biology**, 29(4), 1080-1095.

Lijun, X. I. E., Zhongke, B. A. I., Boyu, Y. A. N. G., Meijing, C. H. E. N., Shuai, F. U., & Yanchao, M. A. O. (2023). Carbon sequestration assessment methods at home and abroad for

terrestrial ecosystems: Research progress in achieving carbon neutrality. **Earth Science Frontiers**, 30(2), 447.

Lima, J.E.F.W. Situação E Perspectivas Sobre As Águas Do Cerrado. **Ciência e Cultura**. 2011, 63, 27–29.

Liu, X., Liu, C., Fan, B., Li, L., Tan, B., Jin, Z., ... & Liu, T. (2022). Spatial responses of ecosystem water-use efficiency to hydrothermal and vegetative gradients in alpine grassland ecosystem in drylands. **Ecological Indicators**, 141, 109064.

LOREL, C. *et al.* Linking the human appropriation of net primary productivity-based indicators, input cost and high nature value to the dimensions of land-use intensity across French agricultural landscapes. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, Amsterdam, v. 283, p.106565-106565, 2019.

LORENÇO, A.; PLÁCIDO, G.; YUKARI, N.; et al. **Produtividade Primária Em Florestas Tropicais**. 2018. Disponível em: <https://www2.ib.unicamp.br/profs/fsantos/bt682/2018/Sem4.pdf>

LU, X., KELSEY, K. C., YAN, Y., SUN, J., WANG, X., CHENG, G., & NEFF, J. C. (2017). Effects of grazing on ecosystem structure and function of alpine grasslands in Qinghai–Tibetan Plateau: A synthesis. **Ecosphere**, 8(1), e01656.

MA, J.; XIAO, X.; ZHANG, Y.; DOUGHTY, R.; CHEN, B.; ZHAO, B. Spatial-temporal consistency between gross primary productivity and solar-induced chlorophyll fluorescence of vegetation in China during 2007–2014. **Science Total Environment**. 2018, 639, 1241–1253.

MENDES, K. R., CAMPOS, S., DA SILVA, L. L., MUTTI, P. R., FERREIRA, R. R., MEDEIROS, S. S., ... & SANTOS E SILVA, C. M. (2020). Seasonal variation in net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange of a Brazilian seasonally dry tropical forest. **Scientific Reports**, 10(1), 9454.

MIRANDA, E.E.; MAGALHÃES, L.A.; CARVALHO, C.A. Nota técnica nº 1: **Proposta de Delimitação Territorial do Matopiba**. Embrapa. 2014. Available online: [https://www.embrapa.br/gite/publicacoes/NT1\\_DelimitacaoMatopiba.pdf](https://www.embrapa.br/gite/publicacoes/NT1_DelimitacaoMatopiba.pdf) (accessed on 18 May 2022).

NASCIMENTO, D.; NOVAIS, G. Clima do Cerrado: Dinâmica atmosférica e características, variabilidades e tipologias climáticas. **Élisée Revista de Geografia**. UEG 2020, 9, e922021.

PEI, F. et al. Assessing the impacts of droughts on net primary productivity in China. **Journal of Environmental Management**, London, v. 114, p. 362-371, 2013.

PENG, D.; ZHANG, B.; WU, C.; et al. Country-level net primary production distribution and response to drought and land cover change. **Science of The Total Environment**, v. 574, p. 65– 77, 2017.

PENG, S., PIAO, S., CIAIS, P., MYNENI, R. B., CHEN, A., CHEVALLIER, F., ... & ZENG, H. (2013). Asymmetric effects of daytime and night-time warming on Northern Hemisphere vegetation. **Nature**, 501(7465), 88-92.

QGIS - Quantum Geographic Information System. **Quantum GIS Geographic Information System**. V. 3.4.6. Open Source Geospatial Foundation Project, 2024. 96

R Development Core Team, (2020). **R: A Language And Environment For Statistical Computing**. R Foundation For Statistical Computing, Vienna, Austria, [Http://Www.R-Project.Org](http://www.R-project.org), ISBN 3-900051-07-0.

SANTIAGO, D. D. B., BARBOSA, H. A., CORREIA FILHO, W. L. F., OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F. D., PAREDES-TREJO, F., & DE OLIVEIRA BURITI, C. (2022b). Variability of Water Use Efficiency Associated with Climate Change in the Extreme West of Bahia. **Sustainability**, 14(23), 16004.

SARKAR, D. P., SHANKAR, B. U., & PARIDA, B. R. (2022). Machine learning approach to predict terrestrial gross primary

productivity using topographical and remote sensing data. **Ecological Informatics**, 70, 101697.

SILVA, K. K. D. (2019). **Avaliação da produtividade primária bruta da caatinga do semiárido paraibano.**

SOTERRONI, A. C., ET AL. (2019). Expanding the soy moratorium to Brazil's Cerrado. **Science Advances**, 5(7), eaav7336. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav7336>

SOUZA, P.; MALHI, Y. Land use change in India (1700-2000) as examined through the lens of human appropriation of net primary productivity. **Journal of Industrial Ecology**, Cambridge, v. 22, n. 5, p. 1202-1212, ago. 2017.

UMAIR, M., KIM, D., RAY, R. L., & CHOI, M. (2020). Evaluation of atmospheric and terrestrial effects in the carbon cycle for forest and grassland ecosystems using a remote sensing and modeling approach. **Agricultural and Forest Meteorology**, 295, 108187.

VALVERDE, M. C., & MARENGO, J. A. (2010). Mudanças na circulação atmosférica sobre a América do Sul para cenários futuros de clima projetados pelos modelos globais do IPCC AR4. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 25, 125-145.

XAVIER, GLAUBER LOPES. MATOPIBA: A Ocupação Da Nova Fronteira Agrícola Nos Quadros Do Padrão Exportador De

Especialização Produtiva. Confins. **Revista Franco-Brasileira De Geografia**, N. 39, 2019.

YANG, S.; ZHANG, J.; ZHANG, S.; WANG, J.; BAI, Y.; YAO, F.; GUO, H. The potential of remote sensing-based models on global water-use efficiency estimation: An evaluation and intercomparison of an ecosystem model (BESS) and algorithm (MODIS) using site level and upscaled eddy covariance data. **Agric. For. Meteorol.** 2020, 287, 107959.

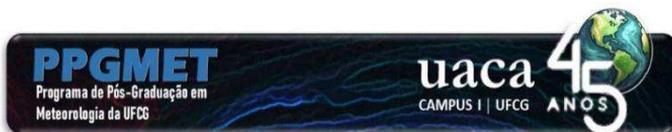
YE, X., & CHUAI, X. (2022). Carbon sinks/sources' spatiotemporal evolution in China and its response to built-up land expansion. **Journal of Environmental Management**, 321, 115863.

YUAN, Z., WANG, Y., XU, J., & WU, Z. (2021). Effects of climatic factors on the net primary productivity in the source region of Yangtze River, China. **Scientific reports**, 11(1), 1376.

ZHANG, X., WANG, Y., WANG, J., YU, M., ZHANG, R., MI, Y., ... & GAO, J. (2024). Elevation Influences Belowground Biomass Proportion in Forests by Affecting Climatic Factors, Soil Nutrients and Key Leaf Traits. **Plants**, 13(5), 674.

ZHU, Q., ZHAO, J., ZHU, Z., ZHANG, H., ZHANG, Z., GUO, X., ... & SUN, L. Remotely sensed estimation of Net Primary Productivity (NPP) and Its spatial and temporal variations in the

Greater Khingan Mountain Region, China. **Sustainability**,  
Basel, v. 9, n. 7, p. 1213-1229, 2017.



### **AVALIAÇÃO DE SIMULAÇÃO DA TEMPERATURA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO COM O MODELO REGIONAL NA BACIA HIDROGRÁFICA DO SÃO FRANCISCO**

Pedro Fernandes de Souza Neto<sup>1</sup>, Jonathan Mota da  
Silva<sup>2</sup>, Sandra Isay Saad<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA),  
Universidade Federal de Campina Grande (UFCG),  
Campina Grande, Paraíba, Brasil.  
(piurosfernandes@hotmail.com,  
sandra.isay@professor.ufcg.edu.br)

<sup>2</sup>Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de  
Ciências Exatas, Departamento de Ciências Atmosféricas  
e Climáticas, Natal, Rio Grande do Norte, Brasil.  
(jonathan.mota@ufrn.br).

## RESUMO

A utilização de modelos climáticos regionais com destaque nas simulações da temperatura e evapotranspiração são essenciais para estudos climáticos e de recursos hídricos. Com isso, o objetivo deste trabalho foi avaliar o desempenho da temperatura e evapotranspiração simulada pelo modelo regional climático RegCM na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (BHSF), durante o período de 2000 até 2010. Foi utilizado como condição de fronteira lateral os dados de reanálise do ERA-interim no modelo RegCM e a resolução horizontal da simulação foi de 40 km. Foram utilizados diversos índices estatísticos com o intuito de avaliar as simulações, e foi observado que as quatro regiões fisiográficas da BHSF subestimaram a temperatura, tendo o pior desempenho na região do Alto SF. Porém, todas apresentaram altos valores de correlação linear, demonstrando assim que o modelo foi capaz de representar bem a variabilidade da temperatura. De maneira semelhante, a evapotranspiração potencial foi subestimada em todas as regiões fisiográficas, entretanto, não conseguiu representar bem a variabilidade desta variável, apresentando baixos valores de correlação linear. O Alto SF foi o que obteve melhores resultados para a evapotranspiração, já a região do Submédio SF foi a que obteve as piores simulações da evapotranspiração. Demonstrando assim a dificuldade do modelo em simular as variáveis estudadas utilizando as configurações presentes neste trabalho para a BHSF, sendo necessários estudos com diferentes condições de fronteira e parametrizações diferentes para observar se o modelo apresentará melhorias.

**Palavras-chave:** Downscaling Dinâmico, Modelagem Regional, RegCM

---

# 1 INTRODUÇÃO

A Bacia Hidrográfica do São Francisco (BHSF) possui grande importância nos âmbitos econômico e social do Brasil pois tem se destacado por diversas atividades dentro do regime produtivo da bacia, tais como: a agricultura, agricultura de sequeiro, pecuária, pesca, aquicultura, atividades industriais, agroindustriais e minerais, como também o turismo e o lazer. Estudos que possibilitem analisar o desempenho de ferramentas de modelagem na BHSF são essenciais para viabilizar o planejamento mais adequado das atividades que necessitam do uso racional da água. Por isso, a utilização das informações meteorológica e hidrológica agregadas é fundamental para tomada de decisão, com ênfase no aperfeiçoamento da gestão de recursos hídricos nas diversas escalas de tempo e espaço (LIMA E ALVES, 2009).

Nessas circunstâncias, os modelos numéricos globais e regionais são bastante utilizados, visto que possuem capacidade em simular e quantificar as variáveis climáticas, tanto na superfície quanto na atmosfera (ARNOLD *et al.*, 1993; MAXWELL E MILLER, 2005; BITTELLI *et al.*, 2010; PEREIRA e UVO, 2020). Os modelos regionais são modelos de área limitada que, portanto, possuem resoluções mais refinadas, conseguindo, assim, melhorar a distribuição espacial das variáveis climáticas nas simulações (SILVA, 2016).

Para que possa ter utilidade e aplicação, faz-se necessário avaliar uma série de parâmetros simulados dentre

eles, a radiação solar, precipitação, umidade do ar, vento, evapotranspiração e temperatura (FRANCISCO *et al.*, 2017). A temperatura é uma das principais variáveis meteorológica a ser analisada, pois está relacionada com a energia que está disponível no ambiente e é determinante para a evapotranspiração, apresentando um papel fundamental para as bacias hidrográficas (VIJAYAVENKATARAMAN *et al.* 2012; DE MEDEIROS *et al.*, 2021).

Neste estudo, o modelo climático regional RegCM foi utilizado uma vez que muitos estudos têm demonstrado a sua capacidade em reproduzir tanto a variabilidade climática quanto a climatologia observada em diversas regiões do mundo e, inclusive na América do Sul (REBOITA *et al.*, 2014; SANTOS e SILVA *et al.*, 2014; LLOPART *et al.*, 2017; REBOITA *et al.*, 2018; GIORGI, F., 2019; GIORGI *et al.*, 2022; FREITAS *et al.*, 2020; SOUZA NETO *et al.*, 2023). Por outro lado, é esperado que os modelos regionais não sejam capazes de reproduzir de forma exata as variáveis simuladas, e apresentem vieses suscetíveis a correções. Com isto, para que o modelo regional seja utilizado de maneira mais precisa se faz necessária uma análise da capacidade desses modelos, comparando assim as simulações do modelo regional com dados observados, ou, com bases de dados já validadas (LUIZ e MAIA, 2016; LUIZ e SILVA, 2023). Desta forma, o objetivo deste trabalho foi avaliar o desempenho da simulação de temperatura média diária e da

evapotranspiração diária do modelo regional RegCM para o período de 2000 a 2010 na BHSF e suas regiões fisiográficas.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Área de estudo**

A Bacia hidrográfica do São Francisco (BHSF), representado na Figura 1, é uma bacia de grande importância, especialmente para a região Nordeste do Brasil, sendo também uma das maiores bacias do Brasil. Esta bacia possui uma área de aproximadamente 631.133 km<sup>2</sup>, o que corresponde a aproximadamente 7,5% de toda área do Brasil e possui uma extensão de aproximadamente 2900 km (SANTOS *et al.* 2010). A trajetória determinante do rio São Francisco possui a nascente na Serra da Canastra, em Minas Gerais, e a foz localiza-se no Oceano Atlântico, que está localizada nos estados de Sergipe e Alagoas (CODEVASF *et al.*, 2011). A BHSF estende-se por seis estados, são eles o de Minas Gerais, Goiás, Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco e ainda o Distrito Federal (ANA, 2005).

A BHSF possui uma divisão fisiográfica em quatro regiões, são elas o Alto São Francisco (Alto SF), Médio São Francisco (Médio SF), Submédio São Francisco (Submédio SF) e o Baixo São Francisco (Baixo SF), demonstrada a localização de cada região na figura 1, sendo divididas por essas regiões com

o objetivo de facilitar o planejamento já que a bacia possui uma área grande de abrangência (CODEVASF *et al.* 2011).

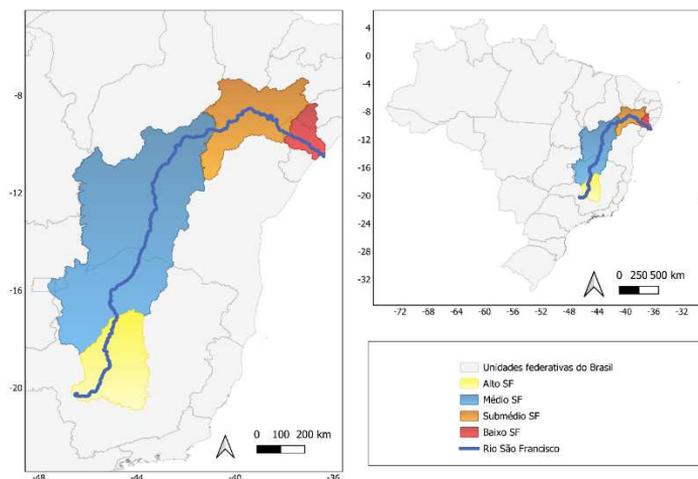


Figura 1. Bacia Hidrográfica do São Francisco e suas regiões fisiográficas.

## 2.2 Experimento numérico

O modelo regional RegCM versão 4.6 foi o utilizado neste estudo. Modelo este que foi elaborado pelo NCAR (*National Center for Atmospheric Research*) e atualmente é administrado pelo ICTP (*Abdus Salam International Center for Theoretical Physics*) (GIORGI *et al.*, 2012; AMBRIZZI *et al.*, 2019).

O modelo RegCM foi rodado com a parametrização de cúmulos Emanuel, a que apresentou melhor desempenho para a simulação da precipitação na BHSF segundo Souza Neto *et al.* (2023), o núcleo dinâmico hidrostático, o sistema de coordenadas sigma com 18 níveis verticais, com o espaçamento de grade horizontal de 40 km, o esquema de superfície BATS, as parametrizações de camada limite modificada de Holtslag e de radiação de Kiehl, o esquema de umidade do solo foi o esquema Pal, de umidade explícita o de SUBEX e o esquema dos fluxos de calor sensível, latente e momento no oceano foi o de Zeng.

Foram utilizados como condição de fronteira lateral os dados de reanálise do ERA-Interim do *European Centre for Medium-range Weather Forecasting* (ECMWF), que possui a resolução horizontal de  $0,75^{\circ} \times 0,75^{\circ}$ .

O período de simulação foi de 1999 até 2010, desconsiderando o ano de 1999 para a estabilização do modelo (spin-up). Finalmente, foram extraídas as variáveis de temperatura e evapotranspiração, cujas unidades foram convertidas para as unidades de medidas padrão, conforme a Tabela 1.

Tabela 1. Descrição das variáveis, unidade e arquivo utilizado no modelo RegCM do arquivo \_SRF.nc para o presente estudo.

Unidade final	Conversão realizada	Variável do RegCM	Unidade	Variável
°C	K-273,15	S01tas	K	Temperatura
mm/dia	EVSPSbl•86400	EVSPSbl	mm s <sup>-1</sup>	Evapotranspiração

### 2.3 Dados

Foi utilizada a base de dados meteorológicos interpolados de pluviômetros e de estações meteorológicas de Xavier *et al.* (2016), a partir daqui, referenciada como dados observados. A base dispõe de dados de precipitação, temperatura, umidade relativa, evapotranspiração potencial, radiação solar e velocidade do vento com uma resolução espacial de 0,25°x0,25° e para o período de 1980 a 2015. Pela sua qualidade verificada, essa base de dados tem sido utilizada em diversos estudos, tais quais Veber *et al.* (2019), Xavier (2019), Baratto, (2020), Souza Neto *et al.* (2023) e Salvador *et al.* (2024). Para este estudo, foram utilizadas as variáveis da temperatura e evapotranspiração para 2000 até 2010.

### 2.4 Análise estatística

Para avaliar as simulações da temperatura e evapotranspiração foram calculados os índices estatísticos a

seguir, para cada região fisiográfica e para toda BHSF: o viés, que considera a diferença entre temperatura/evapotranspiração diária simulada e a observada (equação 1); o Erro Médio Absoluto (MAE), semelhante ao viés, mas considera as diferenças absolutas (equação 2); a razão entre os desvios padrões ( $R_6$ ) da temperatura/evapotranspiração simulada e a observada (equação 3); o índice de concordância de Wilmott (Id, equação 4); e o coeficiente de correlação de Pearson (r), que é uma medida da relação linear entre a simulação e a observação (equação 6).

$$Viés = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_{sim_i} - y) \quad (1)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |x_{sim_i} - y_{obs_i}| \quad (2)$$

$$R_6 = \frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}} \quad (3)$$

$$Id = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_{sim_i} - y_{obs_i})^2}{\sum_{i=1}^n (|x_{sim_i} - \bar{y}_{obs}| + |y_{obs_i} - \bar{y}_{obs}|)^2} \quad (4)$$

onde  $x_{sim_i}$  e  $y_{obs_i}$  se referem ao i-ésimo ( $i= 1,2,\dots, N$ ) valor da temperatura/evapotranspiração simulada e observada, respectivamente, e  $\bar{y}$  se refere às médias aritméticas,  $\sigma$  é o desvio padrão dado pela equação 5.

$$\begin{cases} G_{sim} = \sqrt{\left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_{sim_i} - \bar{y}_{sim})^2\right]} \\ G_{obs} = \sqrt{\left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_{obs_i} - \bar{y}_{obs})^2\right]} \end{cases} \quad (5)$$

$$r = \frac{\sum(x_i - \bar{x}_{sim})(y_{obs_i} - \bar{y}_{obs})}{\sqrt{(\sum(x_{sim_i} - \bar{x}_{sim})^2) (\sum(y_{obs_i} - \bar{y}_{obs})^2)}} \quad (6)$$

Para esses índices estatísticos analisados, o viés e MAE quando assumem valores mais próximos a zero indicam baixos erros da simulação em relação à observação, já para a  $R_6$  e Id os valores próximos a 1 indicam que os valores simulados possuem uma maior semelhança, e para a correlação (r) quanto mais próximo de 1 indicam uma alta correlação linear da simulação em relação à observação.

### 3 RESULTADOS

#### 3.1 Simulação da temperatura

A Figura 2 mostra a temperatura média anual simulada e observada entre 2000 e 2010 nas regiões fisiográficas. Em todos os casos a temperatura simulada foi sistematicamente

menor do que a temperatura observada, mas captura a variabilidade interanual. Entre as quatro regiões fisiográficas, o Baixo SF é a que apresenta a temperatura média mais próxima da observada, apresentando um viés médio para esta região de aproximadamente  $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , enquanto a região do Alto SF foi a que obteve o pior viés, em torno de  $-2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ . As regiões do Médio SF e Submédio SF apresentaram vieses próximos, em torno de  $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

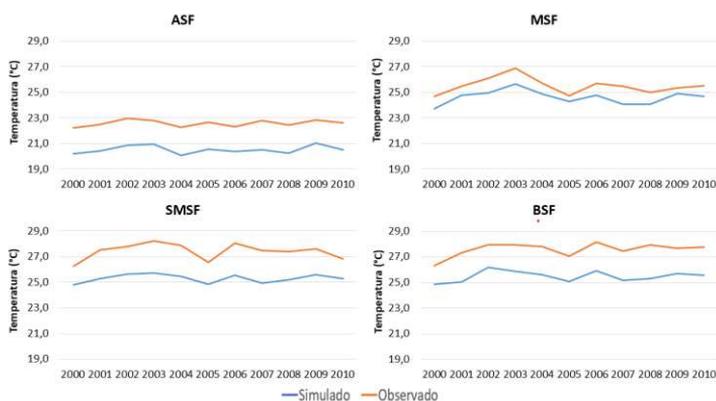


Figura 2. Temperatura média anual ( $^{\circ}\text{C}$ ) simulada e observada nas regiões fisiográficas do Rio São Francisco no período 2000-2010.

O padrão de subestimativa da temperatura simulada em relação à observada também foi notável para a bacia como um todo (Figura 3), com um viés médio de  $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ . A temperatura média observada para toda a BHSF foi em torno de  $24,6\text{ }^{\circ}\text{C}$

enquanto a simulada média anual foi em torno de 22,8 °C. Durante os anos em que a temperatura observada média anual obteve o valor de 24,7 °C, em 2001 e 2007, foram os anos em que a simulação apresentou maior dificuldade e, conseqüentemente, o maior viés, de -2 °C. Nos demais anos, os vieses foram sempre abaixo de 2 °C.

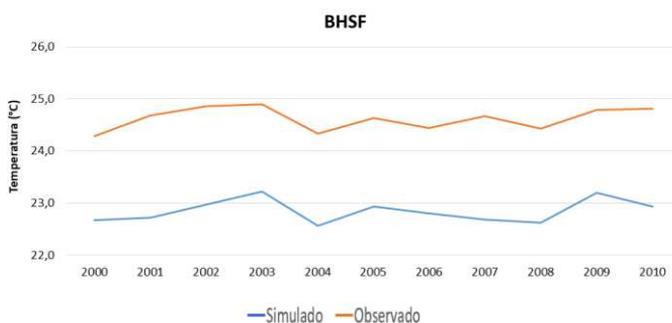


Figura 3. Temperatura média anual (°C) simulada e observada média na BHSF no período 2000-2010.

A Figura 4 mostra a média mensal no período de 2000 a 2010 das regiões fisiográficas. De modo geral, as menores temperaturas ocorrem no trimestre de junho-julho-agosto, durante o inverno austral, e as maiores temperaturas ocorrem no trimestre novembro até fevereiro. A simulação é bem correlacionada com a observação. A maior diferença é notada durante o inverno nas regiões fisiográficas do Alto SF e Médio

SF, cujo apresentaram maiores vieses, sempre com a diferença maior que  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , com os meses de julho, agosto e setembro sendo os piores, com o viés de  $-2,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  na primeira região e na segunda para o mesmo período o viés sempre em torno de  $-2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Já as maiores proximidades ocorreram durante os meses de novembro até fevereiro.

Já para o Submédio SF e Baixo SF ocorre exatamente o contrário, as maiores diferenças ocorrem do mês de novembro até fevereiro, com o viés sempre em torno de  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , enquanto no inverno é que ocorre a maior proximidade entre a simulação e a observação nessas duas regiões fisiográficas, obtendo um viés em torno de  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Já fazendo a análise da temperatura média mensal para toda BHSF, figura 5, foi possível observar também a subestimação durante todo o período, com o viés médio mensal de  $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Os maiores vieses foram encontrados durante os meses de junho até outubro, com o viés sempre acima de  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

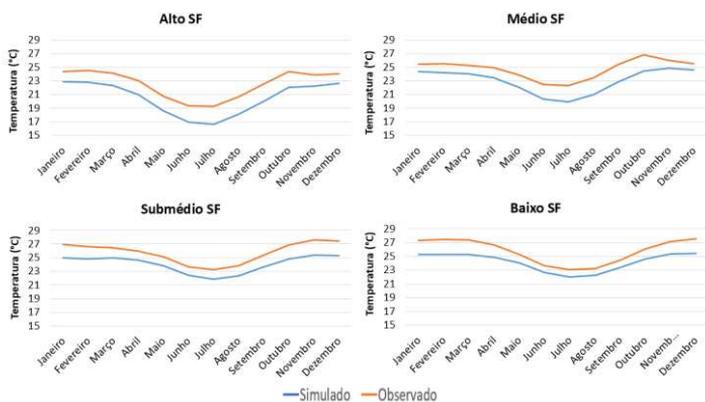


Figura 4. Temperatura média mensal (°C) durante o período de 2000 até 2010 para cada região fisiográfica da BHSF.

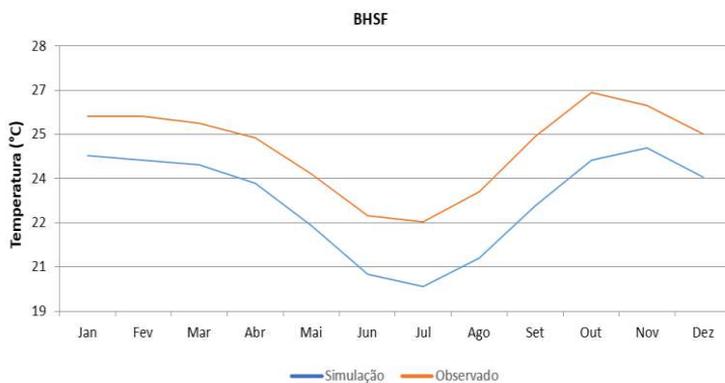


Figura 5. Temperatura média mensal (°C) durante o período de 2000 até 2010 para a BHSF.

Em relação à análise estatística (Tabela 2), para as regiões fisiográficas é possível observar que o Baixo SF foi o que apresentou menor viés e MAE, porém foi a que apresentou a melhor correlação, juntamente com o Alto SF. Todas as regiões apresentaram um baixo Id, e o Alto SF, que apresentou o maior Id e o maior coeficiente de correlação, ao mesmo tempo foi o que apresentou o pior viés e MAE.

Tabela 2. Índices estatísticos calculados, viés, Erro Médio Absoluto (MAE), Razão dos desvios ( $R_{\sigma}$ ), coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ), e Índice de concordância de Willmott (Id), para a temperatura média diária ( $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$ ) simulada em relação à estimada a partir da observação.

	Viés ( $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$ )	MAE ( $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$ )	$R_{\sigma}$	$r$	Id
Alto SF	-2,06	2,10	1,11	0,92	0,52
Médio SF	-1,74	1,78	1,10	0,88	0,46
Submédio SF	-1,67	1,68	0,79	0,91	0,42
Baixo SF	-1,56	1,58	0,74	0,92	0,46
BHSF	-1,77	1,80	1,04	0,89	0,46

Apesar de subestimar a temperatura nas regiões fisiográficas, é possível observar que o modelo apresenta uma boa correlação em termos das variações interanuais, com a

correlação linear em torno de 0,89. O padrão de subestimativa da temperatura, verificado neste trabalho, também foi notado em trabalhos anteriores como o de Llopart *et al.* (2018), no qual a simulação do RegCM4.3 subestimou a temperatura para a região Sudeste do Brasil.

### **3.2 Simulação da evapotranspiração**

A evapotranspiração potencial média anual simulada e a estimada a partir das observações, figura 6, para as regiões fisiográficas da bacia, de modo geral, a evapotranspiração simulada com o modelo RegCM subestima a evapotranspiração, coerente com a subestimativa de temperatura, uma vez que menores valores de temperatura implicam em menores valores de evapotranspiração potencial. O viés médio da evapotranspiração potencial estimada a partir das observações foi de -9 mm, -269 mm, -519 mm e -305 mm, para o Alto, Médio, Submédio e Baixo SF, respectivamente. O Alto SF apresentou resultados bem próximos aos observados. O Médio SF e o Baixo SF obtiveram um resultado intermediário e o Submédio SF é o que apresenta o pior resultado.

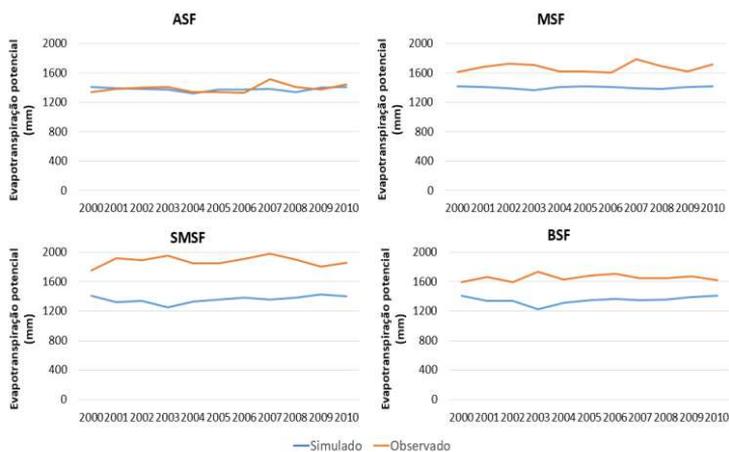


Figura 6. Evapotranspiração potencial média anual (mm) da simulação da região fisiográfica do São Francisco e a evapotranspiração potencial média anual observada (mm).

Para toda BHSF (Figura 7), a evapotranspiração potencial anual simulada foi menor do que a estimada a partir das observações para todos os anos, obtendo um viés médio de -251 mm. A evapotranspiração potencial média estimada a partir das observações foi de 1660 mm por ano, com valores mínimo e máximo de 1592 mm e 1768 mm, que ocorreram nos anos de 2000 e 2007, respectivamente. Nota-se uma baixa correlação da simulação e dos dados estimados a partir das observações já que a evapotranspiração potencial simulada apresenta variação interanual pequena em relação à estimada a partir das observações.

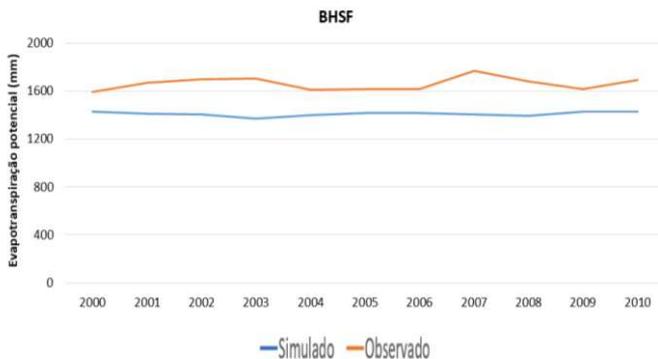


Figura 7. Evapotranspiração potencial média anual (mm) da simulação e a observada para toda BHSF.

A Figura 8 apresenta a evapotranspiração potencial média mensal durante o período deste estudo para as regiões fisiográficas. Diferentemente do desempenho de variabilidade interanual (Figura 6), observa-se, neste caso, de modo geral, um padrão de correlação das simulações em relação aos dados estimados pela observação. Coerentemente com os dados observados, o modelo mostra a redução da evapotranspiração no meio do ano, correspondente ao período mais frio em todas as regiões hidrográficas (Figura 8) e também mais seco exceto no baixo SF (Figura 8).

No Alto SF, é possível verificar que a simulação superestima os dados estimados pela observação durante o

período de novembro até abril, e subestima durante os meses de julho a outubro. Já no Médio SF, durante dezembro até abril, a simulação e o observado têm aproximadamente os mesmos valores, porém de maio até novembro o modelo subestima bastante, chegando a subestimar aproximadamente 60 mm no mês de setembro. No Submédio SF o modelo subestimou sistematicamente chegando a uma diferença de 90 mm em outubro em relação ao dado estimado pelas observações. No Baixo SF, o modelo superestima apenas os meses de junho e julho, e nos demais meses subestima, chegando a aproximadamente 60 mm em dezembro.

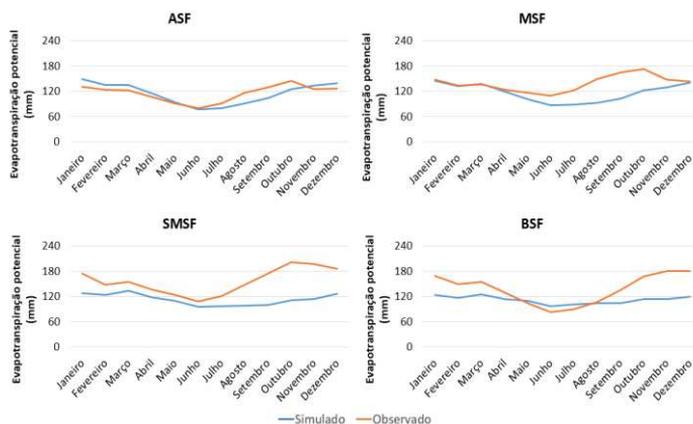


Figura 8. Evapotranspiração potencial média mensal (mm) média durante o período de 2000 até 2010 simulada e estimada a partir das observações para cada região fisiográfica da BHSF.

Já para toda BHSF, os meses com maior evapotranspiração potencial observadas vão de agosto até janeiro, figura 9, sendo outubro o mês com a maior, chegando a 174 mm/mês. Já para a simulação, a maior evapotranspiração ocorreu no mês de janeiro, com o valor de 142 mm. Mostrando assim a dificuldade de simular a evapotranspiração para a BHSF.

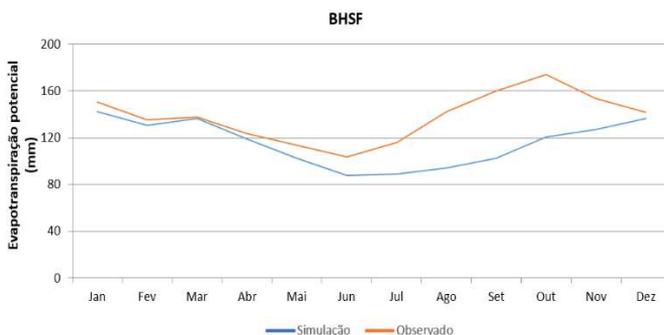


Figura 9. Evapotranspiração potencial média mensal (mm) média durante o período de 2000 até 2010 simulada e estimada a partir das observações para toda BHSF.

Analisando os índices estatísticos (Tabela 3), nota-se que o Alto SF foi a região fisiográfica que melhor simulou a evapotranspiração, tendo um viés médio muito bom, com o valor em torno de  $-0,03 \text{ mm dia}^{-1}$ , e a razão dos desvios ( $R_{\sigma}$ ) obteve um valor excelente de 0,99. Enquanto a região fisiográfica do Submédio SF obteve o pior desempenho de acordo com os

índices calculados, exceto para  $R_{\sigma}$ , para o qual o Baixo SF teve o pior resultado encontrado.

Já observando a evapotranspiração média para toda BHSF, o viés médio, o MAE e o  $R_{\sigma}$  tiveram resultados bons, entretanto, quando calculou o coeficiente de correlação e o Índice de concordância, os resultados obtidos não foram bons, pois apesar do modelo conseguir simular bem para o Alto SF, apresentou dificuldade em simular a variabilidade, fazendo com que em toda BHSF apresente os baixos valores.

Tabela 3. Índices estatísticos calculados, viés, Erro Médio Absoluto (MAE), Razão dos desvios ( $R_{\sigma}$ ), coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ), e Índice de concordância de Willmott (Id), para a evapotranspiração média diária (mm) simulada em relação à estimada a partir da observação.

	Viés (mm dia <sup>-1</sup> )	MAE (mm dia <sup>-1</sup> )	$R_{\sigma}$	$r$	Id
Alto SF	-0,03	0,73	0,99	0,56	0,59
Médio SF	-0,74	1,04	0,79	0,27	0,46
Submédio SF	-1,42	1,59	0,45	0,14	0,42
Baixo SF	-0,83	1,26	0,36	0,31	0,43
BHSF	-0,77	1,09	0,75	0,30	0,47

## 4 CONCLUSÕES

Este trabalho de simulação numérica do clima na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (BHSF) com o modelo RegCM mostrou a boa capacidade do modelo em simular as variações interanuais da temperatura e as variações sazonais da temperatura e evapotranspiração. No entanto, a temperatura simulada foi sistematicamente menor do que a observada em todas as regiões fisiográficas da BHSF. A variabilidade interanual da evapotranspiração não foi bem representada pelo modelo. A evapotranspiração potencial simulada também, de modo geral, foi subestimada, coerente com a subestimativa de temperatura, exceto para o Alto SF foi o que apresentou o melhor resultado, sempre próximo aos dados observados.

Destaca-se, assim, a necessidade de testes com diferentes condições de fronteira e também diferentes parametrizações do modelo com o intuito de melhorar a simulação de evapotranspiração potencial e de temperatura a partir do modelo RegCM.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradecemos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, processos 438271/2018-1 e 131566/2020-2) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Paraíba (FAPESQ-PB, termo 1920/2022 e Edital de Bolsas N° 16/2022) pelo apoio financeiro.

## **REFERÊNCIAS**

AMBRIZZI, T.; REBOITA, M. S.; DA ROCHA, R. P.; LLOPART, M. The state of the art and fundamental aspects of regional climate modeling in South America. **Annals of the new york academy of sciences**, v. 1436, n. 1, p. 98-120. 2019.

ANA. Plano Decenal de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco – PBHSF (2004-2013): **Síntese Executiva com Apreciação das Deliberações do CBHSF Aprovadas na III Reunião Plenária** de 28 a 31 de julho de 2004. Brasília, 152 p., 2005.

ARNOLD, J.G.; ALLEN, P.M., BERNHARDT, G. A comprehensive surface ground water flow model. **Journal of Hydrology**, v. 142, n. 1-4, p. 47-69, 1993.

BARATTO, P. F. B. **Espacialização de elementos meteorológicos diários em bacias hidrográficas do Sul do**

**Espírito Santo.** Orientador: Roberto Avelino Cecílio. 2020. 91 f. Dissertação (Mestrado) – Curso de Meteorologia Aplicada, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 2020.

BITTELLI, M; TOMEI, F.; PISTOCCHI, A.; FLURY, M.; BOLL, J.; BROOKS, E.S.; ANTOLINI, G. Development and testing of a physically based, three-dimensional model of surface and subsurface hydrology. **Advances in Water Resources**, v. 33, p. 106-122, 2010.

CODEVASF - Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco - **Caracterização da Bacia.** Disponível: <<http://www.codevasf.gov.br/osvales/vale-dosao-francisco/identificacao>>. Acesso em 10 de abril de 2024.

DE MEDEIROS, R. M.; DE HOLANDA, R. M.; DE ARAÚJO, W. R.; SABOYA, L. M. F.; CUNHA FILHO, M.; DE FRANÇA, M. V.; COUTINHO JUNIOR, J. C. M. Precipitation oscillation, relative humidity and minimum air temperature in Barbalha-CE, Brazil. **Revista Científica Multidisciplinar RECIMA21.** Vol. 2, n. 11, e211876. 2021.

DE SOUZA, A. S.; CORREA, C. S.; MARTIN, I. M. Avaliação do modelo regional climático para a previsão de temperatura no centro de lançamento de Alcântara: Evaluation of the climate regional model for temperature forecast at the Alcântara launch center. **Latin American Journal of Development**, V.3, n.5, p. 2908-2921. 2021.

FRANCISCO, P. R. M.; DE MEDEIROS, R. M.; DE MATOS, R. M.; SANTOS, D.; SABOYA, L. M. F. Evapotranspiração de referência mensal e anual pelo método de Thornthwaite para o estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 20. 2017.

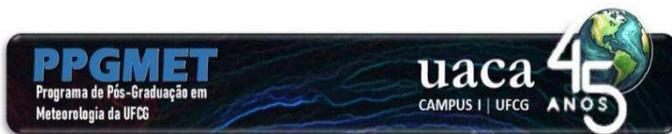
FREITAS, I. G. F. D.; Gomes, H. B.; Mariano, G. L.; Silva, M. C. L. D.; Lyra, M. J. A.; Nova, T. S. V.; Oliveira, C. P. D. Downscaling Dinâmico através do Modelo RegCM para Diferentes Inicializações Utilizando Dados do CFSv2. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, p. 813-821, 2020.

GIORGI, F.; COPPOLA, E.; SOLMON, F.; MARIOTTI, L.; SYLLA, M.; BI, X.; ELGUINDI, N.; DIRO, G.; NAIR, V.; GIULIANI, G. RegCM4: Model description and preliminar tests over multiple CORDEX domains. **Climate Research**, v. 52, p. 7-29, 2012.

GIORGI, F. Thirty years of regional climate modeling: where are we and where are we going next? **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 11, p. 5696-5723. 2019.

GIORGI, F.; COPPOLA, E.; JACOB, D.; TEICHMANN, C.; ABBA OMAR, S.; ASHFAQ, M.; BAN, N.; BÜLOW, K.; BUKOVSKY, M.; BUNTEMAYER, L.; CAVAZOS, T.; CIARLO, J.; DA, R. R. P.; DAS, S.; DI SANTE, F.; EVANS, J. P.; GAO, X.; GIULIANI, G.; GLAZER, R. H.; WEBER, T. The CORDEX-CORE EXP-I Initiative: Description and Highlight

Results from the Initial Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 103, n. 2, p. E293–E310. 2022.



## **SENSIBILIDADE DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NO LITORAL CEARENSE AO CRESCIMENTO URBANO DE FORTALEZA**

Clênia Rodrigues Alcântara<sup>1</sup>, Fellipe Pereira<sup>1</sup>, Gabrielle  
Oliveira da Silva<sup>1</sup>, Romero Thiago Sobrinho Wanzeler<sup>1</sup>,  
Luana dos Santos Ferreira<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA),  
Universidade Federal de Campina Grande (UFCG),  
Campina Grande, Paraíba, Brasil.  
(clenia.rodrigues@professor.ufcg.edu.br,  
fpereirasv@gmail.com, gabiboliveira.121@gmail.com,  
romero-thiago@hotmail.com,  
luaferreira0211@gmail.com).

---

## RESUMO

Esta pesquisa tem como objetivo principal a investigação da sensibilidade das características da Camada Limite Atmosférica (CLA), em resposta aos efeitos do crescimento urbano, com possível formação de uma Ilha de Calor Urbana (ICU) no litoral Brasileiro, destaque na cidade de Fortaleza. Foram analisados perfis verticais de temperatura potencial virtual –  $\theta_v$  e vento obtidos a partir de dados de radiossondagens para identificação das características dentro da CLA e a presença de sinais que indiquem a formação da ICU. A campanha experimental foi realizada durante o mês de abril de 2011 no âmbito do Projeto CHUVA. Para a caracterização da ICU foram usadas imagens de satélite Landsat 5 e Landsat 8, nos anos de 1988, 1991, 1996, 2001, 2006, 2013 e 2017, foram utilizadas para indicação do crescimento urbano na região de estudo através dos resultados de estimativa do albedo da superfície e a presença dos sinais da formação de ICU através de dados de estimativa da temperatura. Para quantificar a intensidade da ICU utilizou-se dados de temperatura da superfície na localidade de Itaitinga, que se localiza no interior do estado e apresenta teor de urbanização inferior ao de Fortaleza. Dados de reanálise ECMWF ERA5 foram empregados para expansão da série temporal de dados, aumentando o período de estudo para 1980 a 2018. Os resultados encontrados apontam para a presença do sinal de formação da ICU em Fortaleza pela existência de uma camada termodinamicamente instável localizada até a altura média de 15,4 m com temperatura potencial virtual de 300,8 K, o que indica o não resfriamento da superfície e das camadas de ar logo acima. Com os dados de reanálise foi possível verificar que a ICU de Fortaleza tem aumentado sua intensidade nas duas últimas décadas, de modo que as consequências desta dentro da CLA podem se acentuar nos próximos anos. Por fim, a presença da ICU tem considerável influência no escoamento médio próximo à superfície, de modo a suprimir a formação da brisa terrestre à noite quando se é observado uma intensidade do vento acima de 10 m/s. Quando o sinal da ICU não é observado, a brisa terrestre se forma como esperado. Além disso, quando o sinal da ICU é encontrado e a intensidade do vento não passa de 6 m/s, ambos os fenômenos se formam, com a brisa terrestre e a ICU atuando mutuamente.

**Palavras-chave:** Temperatura potencial virtual, Landsat 5, Landsat 8, ilha de calor urbana, brisa terrestre

---

# 1 INTRODUÇÃO

As características físicas da superfície são importantes para o desenvolvimento da Camada Limite Atmosférica (CLA), que é a camada mais inferior da atmosfera e que responde às forçantes de superfícies em uma escala de tempo inferior a horas (Stull, 1988). Tal influência é diretamente sentida na subcamada superficial, que é a camada de ar que apresenta os elementos de rugosidade. A intensidade, o grau e a continuidade da atividade turbulenta na CLA são regidos pelas características dos processos que interagem entre si (Mahrt, 2014).

Mudanças no uso da terra resultante de ações antrópicas podem alterar a troca de água e energia entre a superfície e atmosfera e afetar negativamente o clima local (Silva et al., 2015; Sousa e Ferreira, 2015), principalmente durante o período noturno, uma vez que mudanças na superfície associadas à construção de grandes centros urbanos, pode gerar o aumento da temperatura da superfície ou do ar sobre uma área urbana em relação às áreas rurais ou suburbanas vizinhas, gerando o que é denominado Ilha de Calor Urbana (ICU) (Memon et al., 2009).

No litoral do Nordeste do Brasil, o efeito de brisa (marítima e terrestre) influencia na dinâmica da CLA. Reuter et al. (2004) investigaram a CLA no litoral norte do estado do Maranhão, concluindo os processos de crescimento e decaimento da CLC são mais intensos, pois a superfície responde ao ciclo diário da radiação solar, associado à maior intensidade da turbulência sobre o continente com formação de

uma camada residual bem característica. Por muitas vezes, a estrutura da CLA, como no caso da formada sobre o Centro de Lançamentos de Foguetes de Alcântara (CLFA), assemelha-se mais à litorânea do que continental pura, devido à pouca distância da costa. Valores observados em regiões continentais da CLC são bem superiores aos valores da CLC litorânea (Reuter et al., 2004; Fisch et al., 2004).

A partir de testes de parametrizações do modelo WRF no litoral norte do Nordeste Brasileiro, Sousa et al. (2019) indicam que o efeito de sistemas de escala superior produtores de precipitação influenciam nas características físicas da CLA. É de importante necessidade aferir a sensibilidade da CLA quando submetida à diferentes efeitos de sistemas de escala superior bem como aos efeitos dos diferentes tipos de superfície sobre as quais a CLA se forma.

Assim, o objetivo do presente estudo é analisar o comportamento de alguns aspectos termodinâmicos da estrutura da CLA em uma área localizada no litoral do Nordeste do Brasil (Fortaleza, estado do Ceará). Ao mesmo tempo, estudou-se a associação do crescimento urbano da região e a consequente formação de ilhas de calor.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Aspectos climáticos da região de estudo**

A área de estudo da atual pesquisa está inserida em uma das regiões do Brasil com maior variedade em seus índices climáticos, que vão desde a regiões áridas e semi-áridas a regiões chuvosas, com uma variabilidade de precipitação que vai de 500 mm a 1500 mm, respectivamente (Oliveira et al., 2014).

O litoral norte do Nordeste Brasileiro, onde está inserida Fortaleza, apresenta um ambiente sinótico associado a eventos de chuva forte com transporte de umidade para o litoral durante a estação chuvosa e transporte de umidade para o sudeste na estação seca. Oliveira et al. (2013) afirmam que naquela região durante o período estação seca, os eventos extremos de precipitação se formam devido às ações de vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN), enquanto que durante a estação chuvosa, estes eventos se formam principalmente pela umidade transportada da Amazônia que é redirecionada para esta sub-região devido a uma zona de confluência de ventos na direção sudeste-noroeste.

Segundo Monteiro e Zanella (2017), a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é o principal sistema atmosférico gerador de precipitação na porção setentrional do Nordeste brasileiro, onde a área de estudo encontra-se localizada. Os eventos extremos registrados naquela região estão fortemente relacionados com este sistema, entre os meses de

fevereiro e maio, com destaque para os meses de março e abril, quando geralmente a ZCIT atinge sua máxima posição meridional.

Tais informações são de relevante importância para a determinação dos períodos em que as séries temporais utilizadas e localização geográfica dos dados.

## **2.2 Dados**

### **2.2.1 Radiossondagens**

Com o objetivo de reduzir as incertezas na estimativa da precipitação e progredir no conhecimento dos processos das nuvens quentes, o Projeto CHUVA (*Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM - Global Precipitation Measurement*) realizou experimentos de campo em sete sítios com diferentes padrões climáticos. Dentre estas, destaca-se neste estudo a campanha de Fortaleza – CE, em abril de 2011 (CPTEC/INPE, FAPESP, FUNCEME).

Dentro desta campanha, a principal área de estudo da presente pesquisa é a capital do estado, Fortaleza (03°43'06" S; 38°32'34" O; 16 m), localizada no litoral Atlântico, que atualmente possui 314,9 km<sup>2</sup> de área política e uma população de 2,6 mi de habitantes (IBGE, 2016). A capital cearense possui clima tropical semiúmido, com temperatura média anual de 26,5 °C (Alvares et al., 2013).

Durante o experimento CHUVA, realizaram-se lançamentos de radiossondas (Vaisala, Digicora III® - Radiosonde RS 92), e destas foram extraídos dados de temperatura do ar, para posterior cálculo da temperatura potencial virtual, conforme a equação:

$$\theta_v = \theta(1 + 0,61q) \quad (1)$$

em que  $\theta_v$  é a temperatura potencial virtual em K,  $\theta$  é a temperatura potencial também em K, e  $q$  é a umidade específica, em g/g, que é dada em função da pressão de vapor e, dada pela Equação de Tetens, que fornece a pressão de vapor de saturação, valor necessário para se obter a umidade específica utilizada na determinação de  $\theta_v$ .

O sistema de radiossondagem foi programado para obter informações a cada 2 segundos. Nestes intervalos de tempo, conforme a ascensão do balão a uma taxa de 5 m/s, correspondem a espessuras médias da camada de 10 m. Além disso, em relação ao nível médio do mar, as sondagens de Fortaleza iniciaram-se em 26 m.

Os dados de radiossondagem utilizados na atual pesquisa compreenderam o período entre 06 e 26 de abril de 2011 (exceto os dias 20 e 21, quando houve problemas operacionais e os dados não puderam ser coletados). Os perfis verticais foram obtidos nos horários de 06:00 e 18:00 UTC (03:00 e 15:00 HL), Os perfis das 03:00 HL foram usados para

caracterizar a Camada Limite Noturna (CLN) e das 15:00 HL a Camada Limite Convectiva (CLC).

O método utilizado nesta pesquisa para determinação das características da CLA é fundamentado no método Liu (Liu e Liang, 2010), que é baseado no perfil da temperatura potencial virtual e na estabilidade da atmosfera a partir dos perfis verticais desta variável.

### **2.2.2 Satélites**

Para estimativa da temperatura da superfície e identificação da variabilidade temporal e espacial da ICU em Fortaleza, foram utilizadas imagens do satélite Landsat 5 TM e Landsat 8 OLI, para um período iniciado na década de 80, com duas imagens por década, disponibilizadas pelo *U.S. Geological Survey* (USGS). No tratamento das imagens foram utilizados os softwares *Erdas Imagine 2014*, através da ferramenta *Model Maker*, com a aplicação das etapas iniciais do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithms for Land*) para a estimativa do albedo da superfície e da temperatura da superfície, e *QGis 2.14*, para estimativa da área geográfica e finalização das imagens. Mais detalhes do processamento do algoritmo estão em Silva et al. (2015).

O satélite Landsat 5 tinha um tempo de duração da órbita de 99 minutos e sobre o Brasil passava, aproximadamente, às 12:45 UTC. Atualmente, o Landsat 8 também tem o mesmo tempo de duração da órbita, mas passa sobre o Brasil às 16:40

UTC, aproximadamente (NASA, 2008). O espaço de tempo entre as imagens 5 e 6 é maior que os demais devido a este período ter sido a época de transição no Programa Landsat dos satélites 5, 7 e 8. Sendo assim, um espaçamento maior foi utilizado, dado que as imagens do Landsat 7 não puderam ser utilizadas pelo fato de que desde 2003, este satélite apresenta avarias de hardware e começou a operar com o espelho corretor de linha (SLC) desligado. Desde então, as imagens continuam sendo adquiridas e enviadas para a Terra, mas para torná-las aptas à utilização necessitam de correções prévias e análise de acurácia no posicionamento e calibração dos pixels. A tabela abaixo traz as informações técnicas das imagens utilizadas:

Tabela I. Imagens Landsat 5 TM e Landsat 8 OLI e variáveis de entrada para estimativa do albedo da superfície para Fortaleza – CE

<b>Imagem</b>	<b>Data</b>	<b>Satélite</b>	<b>Distância Terra-Sol (<i>dr</i>)</b>	<b>cos Z</b>
1	13/08/1988	Landsat 5	1,013046	0,761250
2	19/06/1991	Landsat 5	1,016060	0,699170
3	02/07/1996	Landsat 5	1,016723	0,672181
4	01/08/2001	Landsat 5	1,015047	0,762526
5	17/07/2006	Landsat 5	1,016421	0,768557
6	01/07/2013	Landsat 8	0,967001	0,780322
7	13/08/2017	Landsat 8	0,975445	0,827629

Empregando a estimativa do albedo da superfície pelo algoritmo SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998) nas imagens de satélite Landsat, uma classificação supervisionada foi realizada no *Erdas Imagine 2014*. Tal tipo de classificação se inicia a partir de um certo conhecimento da área de estudo, adquirido por experiência anterior ou por trabalhos de campo. Na atual pesquisa, esta classificação foi executada, através do método da mínima distância (Lillesand e Kiefer, 1994), para determinar o tipo de cobertura do solo da área em estudo. Então, quatro tipos de superfícies foram identificados: corpos d'água, área vegetada, área urbanizada e solo exposto.

É importante enfatizar que não existe um critério universal para o cálculo da intensidade da ICU (Oke, 2006; Alves, 2017), sendo o método mais comum o cálculo realizado subtraindo a temperatura registrada no meio urbano pela temperatura de estações meteorológicas de aeroportos. Na atual pesquisa, o índice de intensidade da ICU, a partir de agora  $\Delta_{ICU}$ , se dá pela diferença entre a temperatura da superfície em um ponto dentro da área mais urbanizada de Fortaleza e a temperatura em um ponto fora do perímetro urbano, ou seja:

$$\Delta_{ICU} = TS_A - TS_B \quad (2)$$

em que  $TS_A$  e  $TS_B$  são as temperaturas da superfície dentro e fora do perímetro urbano, respectivamente.

Sendo assim, foram escolhidos pontos fixos para o cálculo de  $\Delta_{ICU}$ . O ponto A ( $3^{\circ}44'19''$  S;  $38^{\circ}29'56''$  W) está

localizado exatamente dentro do centro urbano de Fortaleza, onde espera-se encontrar os maiores efeitos da possível formação da ICU. O ponto B (3°54'25" S; 38°32'30" W) está localizado dentro do município de Itaitinga, a aproximadamente 30 km do ponto A, numa área sem urbanização.

### **2.2.3 Observados**

Uma das limitações do uso de imagens de satélite para a estimativa da temperatura da superfície na atual pesquisa é o fato de que as imagens de satélite LANDSAT estão disponíveis apenas para o período diurno. Portanto, se faz necessária a observação desta variável durante a período noturno, visto que a ICU é um fenômeno típico deste período. Sendo assim, os dados observados, quando disponíveis, ainda são a melhor opção para a identificação do sinal da ICU naquela região.

Porém, uma outra limitação dos dados utilizados até aqui é o tamanho da série temporal dos dados observados disponível no Projeto CHUVA, apenas um mês. Portanto, para complementar a análise, um outro tipo de dado será acrescido a esta pesquisa. Dados observados de temperatura do ar obtidos através do bulbo seco de um psicrômetro são disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), com três medições diárias (00:00 UTC, 12:00 UTC e 18:00 UTC). O Banco abriga dados meteorológicos diários em forma digital (<http://www.inmet.gov.br/sim/sonabra/dspDadosCodigo.php?O=DIzOTc>), de séries históricas das várias estações meteorológicas

convencionais da rede de estações do INMET com milhões de informações, referentes às medições diárias, de acordo com as normas técnicas internacionais da Organização Meteorológica Mundial.

Para a atual pesquisa, dados a partir de 1994 foram utilizados. É importante salientar que, a partir da decisão de usar-se dados meteorológicos observados, deve-se considerar que existe uma chance destas medições apresentarem lacunas em sua série de dados, seja devido à falha do próprio instrumento ou na transmissão dos dados (Tavardio e Berti, 2014). As falhas também podem ocorrer por avaria, desligamento de equipamentos, manutenção, calibração, limitações físicas ou fenômenos climáticos. Para os dados aqui utilizados, pequenas falhas ocorreram, porém nunca maior que uma série contínua de 10 dados. Para o preenchimento dessas falhas, uma média simples dos dados adjacentes foi feita.

Desse modo, uma série temporal para Fortaleza foi obtida, com início em 1º/01/1994 até 31/12/2018, a partir da estação convencional (3°48'36" S; 38°31',48" W) da rede INMET de estações.

#### **2.2.4 Reanálises**

Também foram utilizados dados de reanálise ERA5 – ECMWF, visto que os dados observados do INMET não possuem uma resolução temporal adequada para uma análise completa dos processos e fenômenos aqui estudados. O ERA5 é

a quinta geração de reanálise atmosférica ECMWF, combinando dados obtidos através de modelos atmosféricos com observações realizadas em todo o globo. É a reanálise atmosférica global mais recente produzida pelo ECMWF, lançada em 2016, e possui uma série de melhorias quando comparado com seus antecessores (ERA-Interim, ERA-15 e ERA-40). A resolução horizontal do modelo atmosférico é de aproximadamente 31 km e oferece dados horários, disponíveis em <http://cds.climate.copernicus.eu/#!/home>.

Para a atual pesquisa, dados de temperatura do ar à superfície foram utilizados, no período de 1980 a 2018, com dados horários e com resolução espacial de  $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ .

Se fez necessário testar a aplicabilidade destes dados, avaliando a qualidade do ajuste destes, de modo que um cálculo do coeficiente de determinação para o teste de regressão linear foi feito, associando os dados de reanálise e dados observados para Fortaleza fornecidos pelo INMET. Uma das formas de avaliar a qualidade do ajuste do modelo é através do coeficiente de determinação (Sampaio, 2015). Com base nos parâmetros meteorológicos aqui utilizados, foram realizadas análises de regressão linear simples, com o intuito de modelar e investigar a relação entre dados observados e dados de reanálise. Para isso, foi estabelecida a equação para o modelo linear ajustado aos dados, além de seu coeficiente de determinação e intervalo de predição de valores com 95% de confiança. Basicamente, este coeficiente indica quanto o modelo foi capaz de explicar os

dados coletados. Este coeficiente, também denotado de  $R^2$ , pode ser calculado por:

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (3)$$

em que  $\hat{Y}_i$  é o valor estimado (previsão) de  $Y_i$ . Nestes cálculos, os dados observados são a variável independente explicativa e os dados de reanálise são a variável dependente explicada.

Uma vez encontrado um coeficiente de determinação aceitável para aquela localidade, admite-se que este tipo de dado também pode ser utilizado de forma satisfatória para o Ponto B. Em 2015, houve uma lacuna de 170 dados, pouco mais de 50 dias de registros, porém quando se considera o volume de dados necessário para o teste estatístico, esta lacuna não interfere nos resultados finais.

### **3 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

#### **3.1 Caracterização das Camadas Limites Convectiva e Noturna sobre Fortaleza**

Através das radiossondagens disponíveis foi possível caracterizar a CLA em dois horários diferentes, às 06:00 UTC (03:00 HL) sendo possível a observação da evolução da CLN e suas subcamadas, e às 18:00 UTC (15:00 HL), dando a possibilidade da caracterização da CLC e suas subcamadas. A identificação de cada subcamada foi realizada perfil a perfil e os valores das alturas estão na Tabela II.

Tabela II. Alturas das subcamadas da CLA durante o ciclo diurno, em metros, para Fortaleza – CE

<b>Dia</b>	<b>Perfis diurnos - CLC</b>			<b>Perfis noturnos - CLN</b>		
	<i>CS</i>	<i>CM</i>	<i>ZE</i>	<i>CS</i>	<i>CLE</i>	<i>CR</i>
06/04/2011	87,0	961,0	1446,0	**	112,0	815,0
07/04/2011	33,0	756,0	852,0	19,0	166,0	953,0
08/04/2011	31,0	728,0	994,0	13,0	199,0	1440,0
09/04/2011	*	*	*	*	*	*
10/04/2011	11,0	383,0	603,0	11,0	132,0	915,0
11/04/2011	**	760,0	1124,0	*	*	*
12/04/2011	*	*	*	*	*	*
13/04/2011	11,0	515,0	759,0	**	99,0	382,0
14/04/2011	24,0	1327,0	1360,0	*	*	*
15/04/2011	24,0	1322,0	1360,0	32,0	275,0	1499,0
16/04/2011	11,0	604,0	659,0	**	134,0	736,0
17/04/2011	**	1095,0	1179,0	19,0	156,0	800,0
18/04/2011	17,0	617,0	689,0	11,0	340,0	1207,0
19/04/2011	13,0	1228,0	1334,0	**	129,0	713,0
22/04/2011	24,0	1205,0	1266,0	15,0	86,0	568,0
23/04/2011	28,0	643,0	798,0	17,0	245,0	1160,0
24/04/2011	7,0	1186,0	1285,0	17,0	138,0	1225,0
25/04/2011	30,0	1141,0	1194,0	6,0	84,0	630,0
26/04/2011	30,0	932,0	1044,0	9,0	372,0	1547,0
<b>Média</b>	<b>25,4</b>	<b>906,1</b>	<b>1055,6</b>	<b>15,4</b>	<b>177,8</b>	<b>972,6</b>

\* Camada desconfigurada, sem a possibilidade de ser caracterizada; \*\* Subcamada não formada

É importante salientar que, em situações de precipitação, a CLA pode não ser identificável, pois a mistura atmosférica nesta região tende a não se desenvolver em consequência aos fracos fluxos de calor e cisalhamento do vento (Júnior e Kwon, 2007). Desse modo, é possível justificar a não configuração típica da CLA através dos perfis de  $\theta_v$  nos dias 09 e 12 do período estudado pelo fato de que estes foram dias chuvosos e em períodos anteriores ao lançamento das radiossondas (30,3 mm entre 06:22 e 18:47 UTC do dia 09; e 98,7 mm entre 06:41 e 19:27 UTC do dia 12).

A partir destes valores, um perfil médio de  $\theta_v$  foi criado, calculando-se as alturas médias dos topos das subcamadas encontradas em cada perfil. Para isto, foram desconsiderados os dias em que as subcamadas não estiveram bem definidas e os dias em que a CLA ficou desconfigurada, de modo que as médias foram calculadas apenas com os valores identificados. Os primeiros resultados obtidos dão conta da formação da CLA durante o período diurno, também podendo ser denominada de CLC, e de suas subcamadas (Camada Superficial – CS, Camada de Mistura – CM, e Zona de Entranhamento – ZE). O modelo conceitual que traz estas informações é mostrado na Figura 1.

Sobre os oceanos, por exemplo, a profundidade da CLA varia relativamente mais devagar no espaço e no tempo e é mais homogênea que a CLA formada sobre o continente. Um dos resultados encontrados por Reuter et al. (2004) indica que a altura da CLC é sistematicamente maior na região litorânea em

relação ao oceano, sendo a altura máxima entre 650 e 580 m no continente e de 600 e 480 m no oceano. Também na CLA litorânea é nítido o forte cisalhamento do vento, que provavelmente contribui para uma maior turbulência, associada à maior rugosidade aerodinâmica superficial. Por outro lado, Fisch (1995) e Silva Dias e Regnier (1996) afirmam que a CLC geralmente desenvolve-se mais sobre uma região de pastagem (seca e quente) que sobre uma região florestada (úmida e fria).

Pela observação da Figura 1.a, identifica-se exatamente o período do dia em que, normalmente, encontra-se o máximo de aquecimento à superfície, e é possível identificar que o perfil médio de temperatura potencial virtual é capaz de mostrar as características que são esperadas para a CLA formada durante o dia, ou seja, com a formação de uma camada instável próxima à superfície, neutralidade acima desta e estabilidade na fronteira com a atmosfera livre.

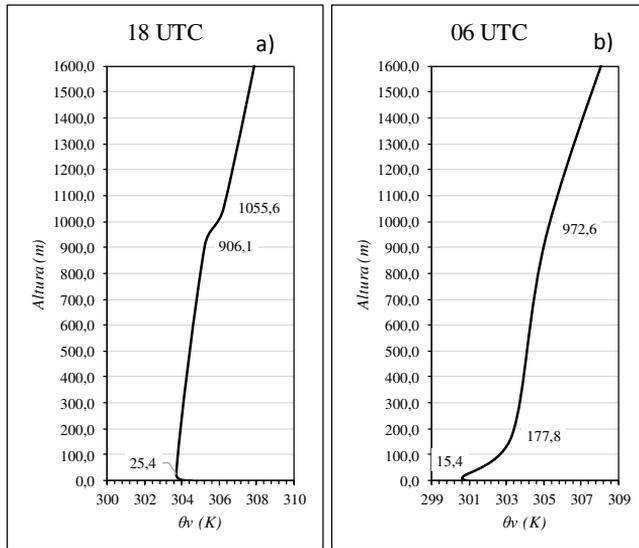


Figura 1. Modelo conceitual dos perfis verticais médios da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ), em unidade absoluta, para Fortaleza, às (a) 18:00 UTC e (b) 06:00 UTC.

Pelo fato de que neste horário a superfície está mais aquecida, as camadas de ar imediatamente acima também se aquecem. Sendo assim, as camadas de ar mais baixas estão mais quentes, com a diminuição da temperatura potencial virtual com a altura. Esta instabilidade é o indicativo da presença da CS neste horário. A CS é a região mais baixa da CLA, onde os fluxos turbulentos e o estresse viscoso variam menos de 10% em magnitude (Stull, 1988), sendo chamada assim, independentemente de estar abaixo da CLE ou da CM. Uma camada de ar pode se tornar mais instável tanto pelo

resfriamento do ar em camadas superiores quanto pelo aquecimento do ar próximo à superfície. Considerando-se que Fortaleza encontra-se no litoral, o efeito do oceano resulta em um aquecimento em áreas costeiras menor que no interior do continente, devido a presença da brisa marítima na área costeira do Ceará. Este fenômeno atua de forma que, ao trazer umidade do oceano para dentro do continente, faz com que as camadas mais inferiores da atmosfera se aqueçam mais lentamente (Teixeira, 2008), efeito este que resulta em uma camada superficial relativamente rasa.

Como já mencionado, é possível observar que a temperatura dentro da CS formada sobre Fortaleza apresenta uma variação negativa menor que 1,0 K. Em média, a CS alcançou 25,4 m.

Durante o dia, acima da CS, é observada uma camada de quase neutralidade, com pouca variação de  $\theta_v$  com a altura. Este aspecto, típico da CM, existe pela forte turbulência presente, produzida pelo aquecimento da superfície, fazendo com que as propriedades de fluxos e variáveis em seu interior, como poluentes e partículas sólidas, sejam praticamente constantes. Observando o perfil de  $\theta_v$  trazido na Figura 1.a, é possível identificar essa camada de neutralidade ou quase neutralidade, de modo que a CM pode ser claramente apontada, alcançando valores de, aproximadamente, 906,1 m.

Acima desta camada encontra-se a ZE, camada essa em que as trocas com a atmosfera livre são mais pronunciadas. Esta

pequena camada de estabilidade, mais forte que os níveis inferiores e superiores, é rasa e da ordem de poucos metros. No caso estudado aqui, esta camada apresenta uma profundidade considerável e um topo em 1055,6 m, sendo este também o topo da CLA e a fronteira entre a CLA e a atmosfera livre.

A Figura 1.b traz as informações da formação da CLA durante o período noturno, também podendo ser denominada de CLN, e de suas subcamadas (Camada Limite Estável – CLE, Camada Residual – CR e Zona de Entranhamento – ZE), para Fortaleza às 06:00 UTC. A partir da observação deste perfil e sabendo-se que a radiação solar não atua sobre a superfície, a radiação de onda longa emitida por esta acarretaria no arrefecimento da mesma, porém esta característica não é observada em Fortaleza. O arrefecimento da superfície tende a imprimir um efeito na atmosfera, de modo que as camadas mais inferiores perdem calor mais rapidamente que as camadas acima, gerando um gradiente vertical positivo de temperatura potencial virtual, indicando a presença de uma camada estável. No perfil trazido aqui, esta característica não está presente, ou seja, o que acontece na região próxima da superfície é exatamente a situação oposta, com a diminuição da temperatura potencial virtual com a altura, indicando a formação de uma camada instável, que será chamada a partir de agora de Camada Superficial Noturna (CSN). Esta característica pode surgir pelo fato de que na região de estudo pode estar caracterizada uma ICU, resultado da urbanização da região metropolitana de

Fortaleza, fazendo com que não haja o arrefecimento comum das camadas mais inferiores da atmosfera.

A CSN em Fortaleza alcança uma altura média de 15,4 m. A estabilidade característica deste horário, apontando a formação da CLE, pode ser observada acima desta camada de instabilidade, com altura média de 177,8 m. À medida que se sobe na atmosfera, acima da CLE é possível identificar uma camada mais neutra, com uma variação na temperatura potencial virtual menor que 1 K. Como já mencionado anteriormente, esta é uma característica típica da CR, camada esta que é resultado da camada de mistura formada no dia anterior e que perdura durante a noite, herdando os aspectos da CM. Esta camada se forma por sobre a CLE e à medida que o tempo passa, ela se torna mais rasa até o início do próximo dia, em que começa a se desenvolver a CM novamente à medida que começa a receber radiação. Em Fortaleza, esta subcamada alcança uma altura média de 972,6 m.

Um outro importante produto obtido através destes dados de radiossonda é o perfil do vento dentro da CLA. Como já dito anteriormente, a determinação da estrutura vertical da CLA é um significativo fator no estudo da dispersão de poluentes, operação de usinas nucleares, térmicas e eólicas. Arya (2002) afirma que a configuração desta camada depende de vários fatores como a velocidade do vento em altos níveis, o parâmetro de rugosidade em superfície e os fluxos de calor e umidade superficiais.

Para complementação das informações já trazidas até aqui sobre a CLA, um método semelhante ao utilizado para obter os modelos conceituais da temperatura potencial virtual média (Figura 1) foi utilizado para a plotagem dos perfis médios de vento às 00:00 e 18:00 UTC. Tais resultados são trazidos na Figura 2.

A análise do ciclo diário do vento é de indiscutível importância para o entendimento do comportamento deste dentro da CLA ao longo do mês. Uma das características do comportamento do perfil do vento no ciclo diurno está diretamente relacionado com a interação da radiação solar incidente na superfície terrestre, onde destaca-se a predominância de condições estáveis e instáveis na atmosfera durante a maior parte do dia (Lucas et al., 2017). Na atmosfera estável, normalmente à noite, a superfície possui uma temperatura menos elevada que a camada de ar acima, recebendo calor sensível da atmosfera. Em condições instáveis, normalmente durante o dia, a atmosfera próxima está recebendo calor da superfície. Condições de atmosfera instável caracterizam também processos de formação de turbulência de origem térmica, resultantes da troca de calor da superfície terrestre com a atmosfera, interferindo assim no perfil de velocidade do vento (Wyngaard, 1985).

Pela observação da Figura 2.a, é possível reconhecer que o perfil médio da velocidade do vento mostra as características da CLA formada durante o dia. Levando em

consideração que este perfil se refere ao vento médio, e não ao vento geostrófico, próximo à superfície o vento aumenta com a altura, até aproximadamente 365,6 m, e alcança uma velocidade de aproximadamente 7,8 m/s.

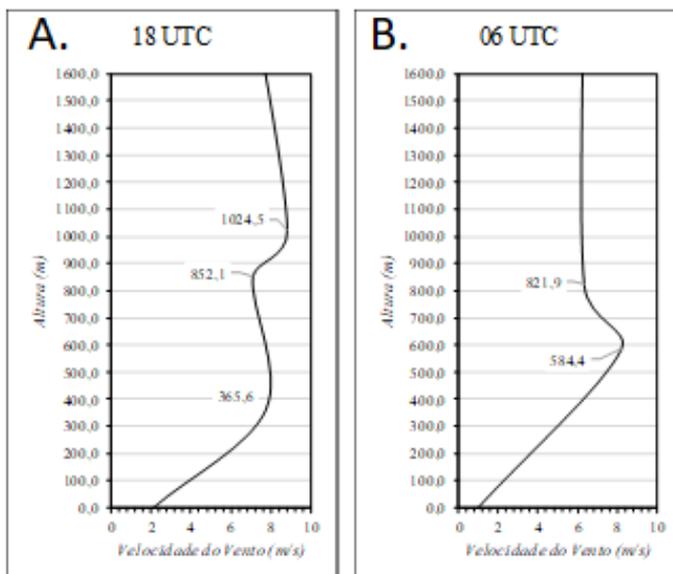


Figura 2 – Modelo conceitual dos perfis verticais médios da velocidade do vento, em m/s, para Fortaleza, às (a) 18:00 UTC e (b) 06:00 UTC.

Em teoria, este seria o topo da CS, mas quando comparamos com o perfil de  $\theta_v$ , este valor superestima a altura da CS encontrada naquele perfil. De qualquer modo, nesta camada observa-se o aumento da velocidade do vento com a

altura, o que é esperado. Isto ocorre pela interação desta variável com a rugosidade da superfície, ou seja, quanto maior o grau de rugosidade da superfície, maior a força de fricção e mais próximo de zero será a velocidade do vento próximo à superfície.

Ainda no perfil às 18:00 UTC (Figura 2.a), acima da CS é possível observar que a velocidade do vento não apresenta consideráveis mudanças, de modo que o perfil permanece quase constante até aproximadamente 852,1 m e com valor de 7,1 m/s. Esta característica que faz com que o perfil permaneça quase constante assemelha-se ao que foi encontrado nos perfis deste mesmo horário para  $\theta_v$ , quando foi observado que existia uma camada de quase neutralidade, com pouca variação de  $\theta_v$  com a altura, sendo este um aspecto comum à CM em resposta à forte turbulência presente, produzida pelo aquecimento da superfície, fazendo com que as propriedades de fluxos e variáveis em seu interior sejam praticamente constantes. Um outro resultado semelhante nos dois perfis é que a altura do topo da CM está bem próxima ao valor encontrado naquele perfil, em que alcançou valores de aproximadamente, 906,1 m.

Acima disto, os valores da velocidade do vento voltam a aumentar com a altura, até 1024,5 m, indicando assim o topo da CLA. Estes valores se assemelham também ao topo da CLA apontado no perfil de  $\theta_v$ .

Durante a noite, resultados encontrados na Figura 2.b, a turbulência térmica é fraca e o cisalhamento domina, atuando

fortemente. Dentro da CLE, diferente do que acontece durante o dia, quando se considera a magnitude do vento, este não fica constante dentro da CR e é possível observar um aumento deste até, aproximadamente, 584,4 m. Este máximo nos valores da velocidade do vento pode ser indicativo da formação de um Jato de Baixos Níveis Noturno (JBNN) e é este que dá a possibilidade da formação do cisalhamento necessário para a turbulência ser gerada dentro desta camada. Em teoria, a altura que este jato se forma coincide com a altura do topo da CLE, porém quando comparamos este valor com o encontrado no perfil de temperatura potencial virtual, este perfil superestima a altura encontrada anteriormente, que foi de 177,8 m. Como observado no perfil do período diurno, o efeito da rugosidade da superfície também é sentido neste horário, com os valores próximos à superfície se aproximando de zero. Além disso, acima do valor máximo do JBNN, aqui de 8,2 m/s, a velocidade volta a decair até 821,9 m, chegando a 6,3 m/s. Estes valores estão próximos aos encontrados na caracterização da CLN por  $\theta_v$ , quando naquele caso, o topo da CLN foi apontado em 972,6 m.

É imprescindível lembrar que a atmosfera é influenciada por inúmeros fatores adjacentes, como tipo e grau de rugosidade da superfície, localização geográfica, sistemas de diferentes escalas interagindo entre si, etc. No caso específico de Fortaleza, por se tratar de uma localidade na faixa transitória entre continente e oceano, não é possível fazer uma análise da

atmosfera sem considerar o efeito das circulações de brisa marítima e terrestre.

Circulações termicamente induzidas, como brisas marítimas, terrestres, de vale e montanha, assim como ilhas de calor urbano, além dos fluxos sinóticos, determinam padrões climáticos locais e condições de qualidade do ar. Em algumas áreas, duas ou mais dessas circulações podem ocorrer simultaneamente e interagir entre si (Ribeiro et al., 2018). Em localidades como a de Fortaleza, em que existe a transição entre oceano e continente, a brisa marítima é um dos fenômenos predominantes, causado pelo aquecimento diferencial entre superfícies terrestres e aquáticas. As características destas circulações variam em cada área devido às configurações do litoral, complexidade da topografia, sazonalidade e gradiente térmico continente-oceano (Crosman e Horel, 2010).

Tanto a formação da ICU quanto a das brisas marítima e terrestre se dá de forma semelhante, ou seja, pela formação de um gradiente térmico, seja na direção continente-oceano (brisa marítima e terrestre) ou na direção periferia-centro urbano (ICU), de modo que a brisa pode ser acelerada (desacelerada) em direção ao centro urbano por causa do acoplamento desta com a ICU e seu ramo ascendente (descendente) em direção ao centro, e por conseguinte, esta pode ser desacelerada (acelerada) uma vez que atravessa o centro urbano e encontra seu ramo ascendente (descendente) oposto. De posse desses conhecimentos, e utilizando os dados de vento obtidos nas

radiossondagens disponíveis, se procurou determinar o grau de interação entre a brisa marítima e a ICU formadas naquela região. Para isso, a decomposição da velocidade do vento foi feita e os resultados são apresentados abaixo.

Pelos resultados obtidos, às 06:00 UTC, horário esse em que o continente está mais resfriado que o oceano devido sua capacidade calorífica, com a consequente formação da brisa terrestre e, em teoria, a predominante direção do vento continente → oceano, é possível apontar que o vetor do vento tem direção prevalecente de sudeste, com a componente zonal negativa e a componente meridional positiva. Na maior parte dos dias, não é observada nenhuma alteração na direção do vento neste horário e em toda a extensão da CLA (dias 07, 14, 15, 16, 17, 18 e 25), porém em alguns casos, é observada uma mudança na direção do vento dentro da camada. Um comportamento semelhante acontece quando a componente zonal e meridional tem sinais positivos, resultando em um escoamento de sudoeste. Esta situação acontece nos dias 08, 22, 23 e 26 (até 100 m), 11 (até 200 m), 12 (até 300 m), 13 (até 100 m), 24 (acima de 1400 m) e no dia 26 (entre 300 e 700 m de altura). Nestes casos, o sinal da brisa é mais evidente que o sinal da ICU no escoamento geral dentro da CLA, de modo que a brisa terrestre é bem estabelecida.

No dia 06, a direção predominante do vento é de sudeste, porém entre 200 e 400 m, a componente meridional se torna negativa, e o vento muda de direção e passa a escoar de

nordeste, ou seja, contrária ao escoamento esperado para a brisa terrestre. Esse mesmo comportamento acontece nos dias 12 (a partir de 500 m), 13 (a partir de 400 m), 23 (entre 200 e 500 m) e 24 (entre 400 e 700 m de altura). Isto ocorre porque, nestes casos, a influência da ICU é mais predominante que a velocidade do vento no escoamento, ou seja, apesar do maior resfriamento da superfície continental em relação ao oceano, o centro urbano continua aquecido, fazendo com que a circulação da ICU em direção ao centro urbano sobressaia em relação à brisa terrestre. Outra situação a ser apontada é a mudança na direção do vento quando a componente zonal é positiva e a componente meridional é negativa, resultando em um escoamento de noroeste. Esta situação também ocorre pelo motivo acima citado, em que o sinal da ICU é mais forte, inibindo a circulação de brisa e ocorre nos dias 13 (entre 100 e 400 m) e 26 (entre 100 e 300 m de altura).

Diferente do período noturno, em que o sinal da brisa terrestre é predominante na maioria dos dias, durante o período diurno isso não acontece. Na grande maioria dos dias (06, 08, 11, 15, 16, 17 e 19), o vento também apresenta um escoamento na direção continente → oceano, com predominância de ventos de sudeste, com a componente zonal negativa e a componente meridional positiva, dentro de toda a extensão da CLA, de modo a se afirmar que o sinal da brisa marítima, nesses dias, não predominou no escoamento. Isso acontece também no dia 13, onde, apesar do vento escoar de sudoeste até 200 m, ainda é um

escoamento contrário à direção esperada do escoamento da brisa marítima.

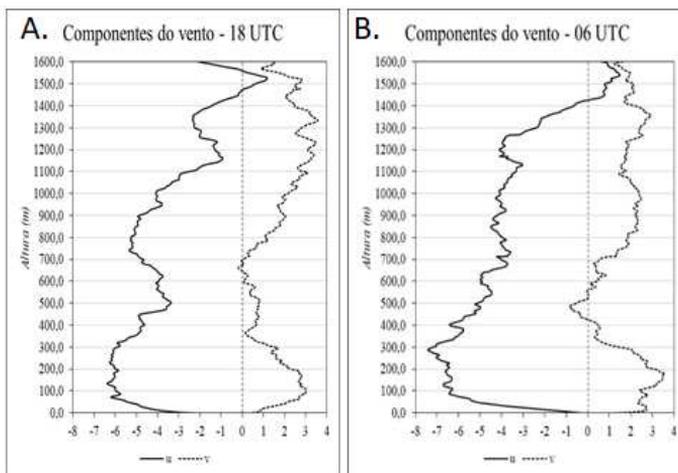


Figura 3 – Perfis médios das componentes do vento, em m/s, para Fortaleza, às (A) 18:00 UTC e (B) 06:00 UTC, sendo a linha contínua a componente zonal e a linha tracejada a componente meridional. A linha tracejada vertical indica o valor zero.

Por outro lado, em alguns dias é possível observar a circulação típica da brisa marítima na direção oceano → continente nos níveis mais baixos da atmosfera. É o caso dos dias 07 e 23, em que até, aproximadamente os 300 m, o escoamento se dá de nordeste, e acima disto, volta a escoar de sudeste. Nos dias 09, 12 e 18, o vento predominante próximo à

superfície escoar de sudeste, porém acima dos 300 m, observa-se uma mudança na direção e passa a escoar de nordeste.

Quando se considera a média do período de estudo, se obtém o resultado expressado na Figura 3 acima, em que estão os perfis verticais médios das componentes zonal e meridional do vento, sendo a Figura 3.a para 18:00 UTC e Figura 3.b para 06:00 UTC.

Às 18:00 UTC, é possível observar que a componente zonal do vento é negativa em toda a extensão da CLA, até aproximadamente 1400 m, voltando a ficar positiva próximo de 1600 m. Por outro lado, a componente meridional é positiva 650 m, obtendo valores negativos entre 650 e 700 m e voltando aos valores positivos acima disso. Esta configuração indica que, na maior parte da extensão vertical da CLA, em média, o vento na área de estudo é de tal forma que o escoamento se dá de sudeste ( $u < 0$  e  $v > 0$ ). Porém, entre 650 e 700 m, com  $u < 0$  e  $v < 0$ , o escoamento indica um giro na direção e passa a se dar de nordeste. Além disso, entre 1400 e 1600 m ( $u > 0$  e  $v > 0$ ), sudoeste é a direção predominante do escoamento do vento. Dito isto, é possível indicar a presença da frente de brisa marítima dentro da CLA e a circulação de retorno acima de 1400 m. Se for considerada a associação da formação da brisa marítima com a presença da ICU, é possível afirmar que o efeito destas se combina, de modo que a frente de brisa e o ramo ascendente da ICU mais próximo da costa se conectam e fazem com que o

escoamento em direção ao interior do centro urbano se intensifique.

No período noturno, Figura 3.b, a configuração do escoamento, a partir da observação dos perfis médios das componentes do vento, permanece praticamente a mesma que durante o dia, com a componente zonal negativa até aproximadamente 1400 m e a componente meridional positiva, exceto entre 400 e 550 m, de modo que o escoamento se dá de sudeste e nordeste nas camadas mais inferiores da CLA e acima de 1400 m indica um giro na direção, passando a escoar de sudoeste. Esta informação é de grande importância para entender um dos efeitos da ICU nos grandes centros urbanos. Pela associação entre a presença da ICU e o escoamento do vento em baixos níveis, é possível afirmar que a brisa terrestre, que deveria se formar neste horário, é inibida pela presença da ilha de calor, ou seja, a extensão continental próxima à costa não se resfria a ponto de alcançar temperaturas inferiores às observadas no oceano, de modo que a configuração clássica necessária para a formação da brisa terrestre não ocorre. Dessa forma, a circulação predominante é a que está associada com a ICU e a configuração observada nos perfis verticais médios das componentes do vento indica o que podemos chamar de *borda da ICU*, próxima à costa, na zona periférica do centro urbano, com um ramo ascendente e escoamento na direção adjacências → centro nas camadas inferiores e uma circulação de retorno na direção centro → adjacências acima disto.

Como mencionado anteriormente, a atmosfera é um sistema aberto, de modo que os diferentes sistemas atmosféricos de diferentes escalas interagem entre si, dependendo de diversos fatores, exercendo influências mútuas entre si, somando efeitos ou inibindo intensidades. Por esse motivo, é clara a interação de diferentes sistemas e fenômenos meteorológicos na região de estudo da atual pesquisa. Por ser uma região costeira, pode-se inferir a presença das circulações das brisas marítima e terrestre e por ser um grande centro urbano, a presença de uma ICU também é esperada. Além disso, a região é uma área de influência dos ventos alísios que atuam na região tropical do Atlântico, além da influência das circulações de grande escala. Ou seja, a interação de diversos sistemas naquela região é esperada e a interferência de cada um pode ser sentida nas demais situações. Por isso, se faz necessária a análise dos perfis verticais de  $\theta_v$  associados aos perfis verticais das componentes do vento, dia a dia, que se segue. Para esta análise, apenas os perfis noturnos serão considerados, visto que este é o período do dia em que a ICU tende a estar mais bem configurada.

No primeiro dia do estudo, 06/04/2011, o perfil de  $\theta_v$  se comporta de modo que não há indícios de que o sinal da ICU esteja forte, ou seja, o perfil mantém a estabilidade característica próximo à superfície, indicando o resfriamento das camadas inferiores de ar. Em adição a isso, o perfil de  $u$  apresenta valores negativos em toda a extensão vertical da CLA, sendo esta uma característica imposta pela presença dos ventos de grande escala,

característica essa que está presente em todos os perfis de  $u$  encontrados. O perfil de  $v$  apresenta valores positivos próximo à superfície, assume valores negativos acima disto até 970 hPa e volta aos valores positivos acima. Toda esta caracterização indica que a brisa terrestre apresentou uma boa formação naquela noite, com boa identificação da circulação de entrada próximo à superfície e da circulação de retorno entre 400 e 600 m de altura, ou seja, a presença da ICU nesta noite não impôs grandes impactos à formação da brisa terrestre.

No dia seguinte, 07/04/2011, já é possível identificar o sinal da presença da ICU no perfil de  $\theta_v$ , com uma estreita camada de instabilidade logo acima da superfície. Apesar de ser uma camada estreita e de um gradiente pequeno, é possível identificar que sua presença é de considerável atuação sobre a formação das circulações de brisa. Quando se considera o perfil de  $v$ , os valores encontrados são todos positivos, de modo que não se observa nenhum sinal da presença da circulação de retorno da brisa terrestre. Embora quando se considere os dois perfis ( $u$  e  $v$ ), sendo  $u$  negativo em toda a extensão vertical, a ausência da circulação de retorno impossibilita a caracterização desta circulação. Sendo assim, ao menor sinal da presença da ICU, constata-se que a brisa terrestre se descaracteriza naquela região. Esta configuração se repete nos dias 08, 11, 14, 15, 16, 17, 18, 22 e 25.

Alguns dias dentro do período estudado apresentam características singulares. Como já mencionado anteriormente,

os dias 09 e 12 foram dias chuvosos, de modo que a CLA pôde não ser identificável devido à mistura atmosférica, e os perfis de  $\theta_v$  não trouxeram informações suficientes para a análise associada dos resultados e consequente combinação das informações de vento e ICU. Além disso, os dias 10 e 19 não trazem perfis de vento bem definidos, o que pode ter acontecido por alguma falha instrumental.

Uma outra situação encontrada diz respeito aos dias em que, apesar da presença de uma camada de instabilidade próxima à superfície, indicando o sinal da ICU, o perfil de  $v$  se caracteriza de forma a apontar a presença da circulação de retorno em níveis médios dentro da CLA. É o caso dos dias 13, 23 e 24/04/11. Nestes dias é possível observar que a intensidade do vento nunca passou de 6 m/s dentro da camada limite, o que pode ser o motivo pelo qual, apesar da presença do sinal da ICU, a brisa terrestre alcança os atributos necessários para seu reconhecimento, de modo que os dois fenômenos são identificáveis.

De acordo com os resultados encontrados por outros autores, a CLA desenvolvida em situações de maior umidade é mais rasa que a que se desenvolve em um ambiente seco. Por exemplo, Fisch et al. (2004) encontraram maiores profundidades da CLA durante estações secas que durante estações chuvosas na Amazônia, além de afirmarem que em regiões continentais, os valores do topo da CLC são bem superiores aos valores da CLC litorânea. Carneiro et al. (2016), afirmam que na época

seca, a CLA mostra-se melhor estabelecida, atingindo uma maior profundidade máxima em relação à estação chuvosa. A partir de radiossondagens realizadas na China, Guo et al. (2016) mostraram que a CLA observada na primavera e no verão é geralmente mais profunda que a observada nas outras estações. Resultados semelhantes também foram encontrados por Renju et al. (2017), constataram valores máximos da altura da CLA de aproximadamente 1300 m durante a pré-moção (estação seca) e profundidades entre 900 e 1100 m durante e depois da época de monções (estação chuvosa) na península indiana.

Os resultados encontrados na atual pesquisa apontam para uma CLC de profundidade considerável, porém mais rasa que a CLC comumente encontrada no interior do continente, e mais profunda que a CLC marítima. Enquanto a altura da CLC continental alcança, em média, 2 km de profundidade, a altura característica da CLA marítima situa-se em torno de 500 m (Stull, 1988; Reuter et al., 2004). Também na CLA litorânea é nítido o forte cisalhamento do vento, que provavelmente contribui para uma maior turbulência na CLA, associada à maior rugosidade aerodinâmica superficial. Os valores encontrados aqui indicam o efeito da continentalidade nesta camada, de modo que o desenvolvimento turbulento da CLC dentro do continente é mais considerável, além da CLA reagir aos efeitos do oceano através da brisa marítima.

Um importante efeito da localização geográfica de Fortaleza é o alto teor de umidade proveniente do oceano. A

interação dinâmica da brisa marítima com os fluxos turbulentos no litoral cearense pode dar origem a condições que façam com que os perfis de umidade apresentem uma neutralidade considerável nos baixos níveis da atmosfera, de modo que o perfil de temperatura potencial virtual se mostre como uma primorosa ferramenta para a caracterização da CLA naquela região, já que esta variável traz também as informações de umidade necessárias à análise, principalmente quando se trata das camadas próximas à superfície.

Como já mencionado anteriormente, a principal suspeita para que a CLA noturna se comporte desta forma é o desenvolvimento da ICU na Região Metropolitana de Fortaleza. Dentre os diversos efeitos desse tipo de formação está o aumento da temperatura do ar próximo à superfície durante o período noturno, o que impede o arrefecimento natural da superfície, conseqüentemente, inferindo características de instabilidade na camada de ar imediatamente acima, como visto no perfil médio de  $\theta_v$ , trazido aqui.

### **3.2 Evolução espaço-temporal da área urbana de Fortaleza e ICU**

Além da dependência da interação com os diversos tipos de superfícies, o desenvolvimento e as distintas características de qualquer subcamada da CLA são fortemente influenciados por fenômenos atmosféricos de grande e

mesoescala e quando se leva em consideração esta última, o acoplamento com a microescala dá exatamente a possibilidade do estudo da Camada Limite Urbana (CLU) e da ICU, além das caracterizações de circulações termicamente induzidas, como brisas e ventos de vale-montanha.

A fim de confirmar tais suspeitas, utilizou-se imagens do satélite Landsat 5 TM e Landsat 8 OLI, com a aplicação das etapas iniciais do algoritmo SEBAL, para a estimativa do albedo e da temperatura da superfície e observação da evolução da ICU de Fortaleza. A Figura 4 traz as estimativas do albedo da superfície na região de estudo, ou seja, estimou-se a fração de energia refletida por uma superfície em relação ao total de energia nela incidente.

Estes resultados possibilitam a identificação de tipos de superfícies distintos dentro da região de estudo, sendo um destes a área urbana de Fortaleza (tons de cinza claro).

Dois pontos podem ser observados a partir da análise das imagens. Em primeiro lugar, é claro o crescimento horizontal ao longo do tempo desta região, indicando o aumento da área urbana daquele município. Em segundo lugar, é possível observar que os tons de cinza ficam cada vez mais claros no decorrer do tempo, indicando um aumento nos valores de albedo da superfície.

Em 1988, o albedo da superfície na área de estudo compreendia valores entre 18 e 19,5%, valores estes que não apresentaram variação considerável durante a década de 1990.

Em 2006, já é possível encontrar valores de albedo em torno de 20% na região estudada. Na última imagem utilizada, o albedo da superfície no ponto considerado alcança valores entre 22,5 e 25%. Isto indica que, além do crescimento horizontal daquele espaço, há também uma mudança no tipo de urbanização presente, ou seja, há também um crescimento verticalizado e uma impermeabilização dos solos cada vez mais considerável.

Para comprovar o aumento horizontal da área urbana de Fortaleza, a classificação supervisionada do albedo da superfície foi utilizada para a demarcação do perímetro urbano, que será chamado a partir de agora de *mancha urbana*.

Além da *mancha urbana*, determinou-se também a região onde o teor de urbanização é maior, ou seja, dentro do perímetro urbano, há a marcação do que se chama a partir de agora *centro urbano*. A Figura 5 traz estes resultados.

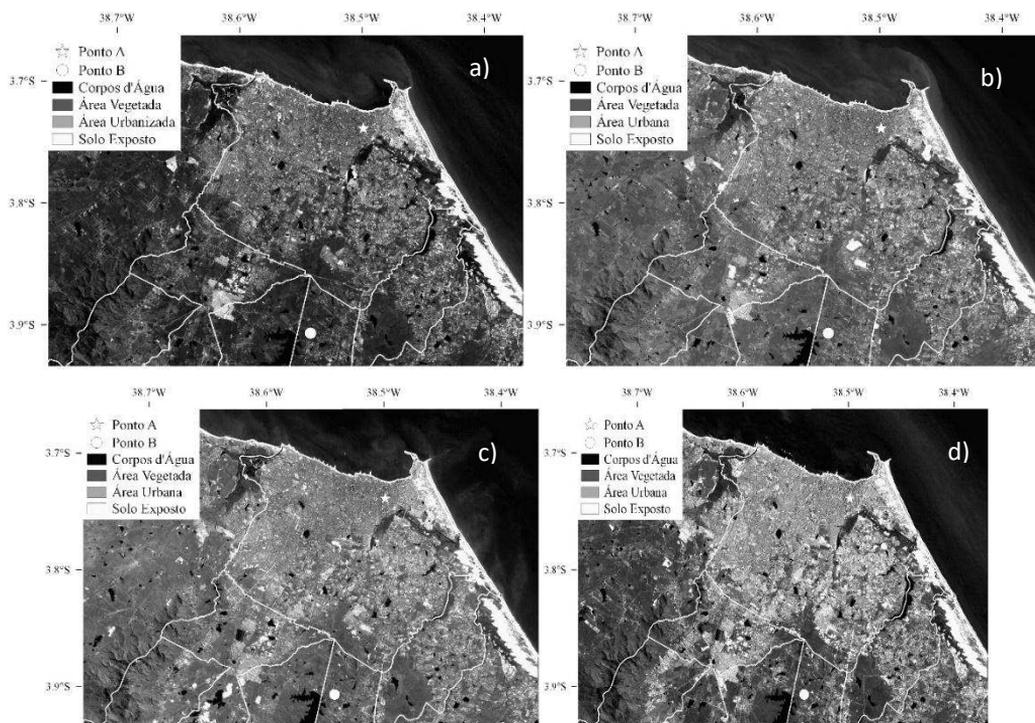
Nas últimas três décadas, a área urbana de Fortaleza aumentou em 35%, de 161,10 km<sup>2</sup> para 248,77 km<sup>2</sup>, quase 90 Km<sup>2</sup>, enquanto que o centro urbano em 68%, de 4,75 km<sup>2</sup> para 14,82 km<sup>2</sup>, resultando em mais de 10 Km<sup>2</sup> de crescimento, sendo os maiores aumentos observados a partir do final dos anos 2000. Estes são indicadores fundamentais que apontam para a presença de uma ICU na região do estudo, visto que o balanço energético da superfície urbana resultante destas mudanças é diferente do balanço de uma superfície rural e que o não resfriamento da superfície urbana após o pôr-do-sol dá origem a este tipo de fenômeno (Barlow et al., 2015).

Se considerarmos o período estudado como dois períodos menores, ou seja, de 1988 a 2001 e de 2001 a 2017, conclui-se que, para o primeiro subperíodo, a *mancha urbana* de Fortaleza cresceu aproximadamente 33,2 km<sup>2</sup> em relação ao início do período estudado, o que equivale a um aumento de 20,6%. Já quando se considera o crescimento do *centro urbano*, o aumento passa a 68,8%, aproximadamente 3,27 km<sup>2</sup> em relação ao início do período.

Quando se contempla o segundo subperíodo, de 2001 a 2017, o aumento da *mancha urbana* de Fortaleza experimentou um aumento de 28% em relação ao início do subperíodo, o que equivale a 55 km<sup>2</sup> de expansão da área em questão. Um aumento de 6,8 km<sup>2</sup>, aproximadamente 45,8%, foi observado no *centro urbano* quando se considera o segundo subperíodo.

Este crescimento urbano, experimentado na área de Fortaleza, é resultado do intenso aumento do investimento em habitações desde o final do século XX. Segundo Castro et al. (2017), a urbanização do litoral de Fortaleza atende à demanda das classes mais privilegiadas, pautados na visão mercantilista do *status* social de morar na faixa litorânea. As imobiliárias elaboram estratégias para apropriação dos terrenos de marinha, dos campos de dunas e das zonas de berma, região pós-praia localizada fora do alcance das ondas e marés normais, ocupadas pelas comunidades em situação de vulnerabilidade social. Tais ocupações são frutos do déficit habitacional causado pelo rápido crescimento populacional de Fortaleza.

A partir do início do Século XX, o litoral de Fortaleza passa por mudanças que transformam a área em espaço a ser utilizado para atividades terapêuticas, caminhadas, banhos de sol e de mar, quando antes representava espaço ocupado e funcionalizado pela atividade pesqueira e portuária (Dantas, 2011).



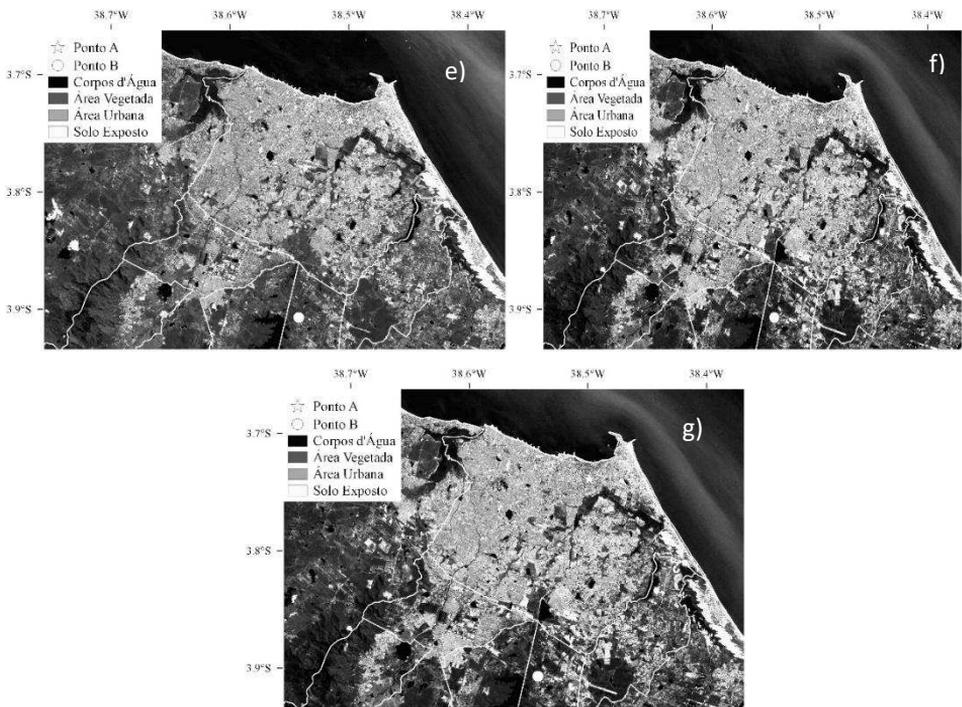
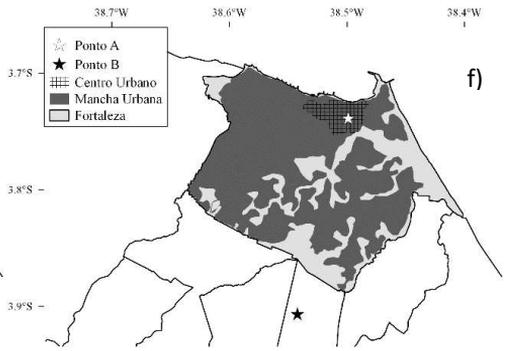
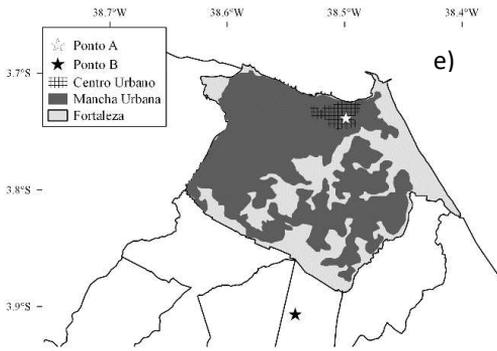
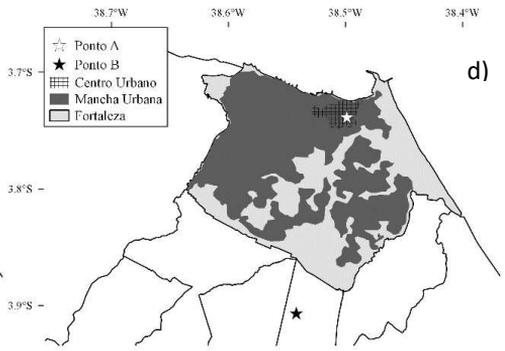
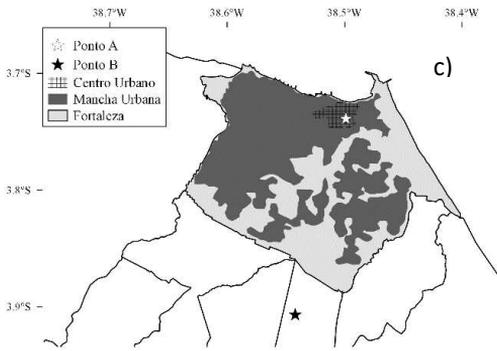
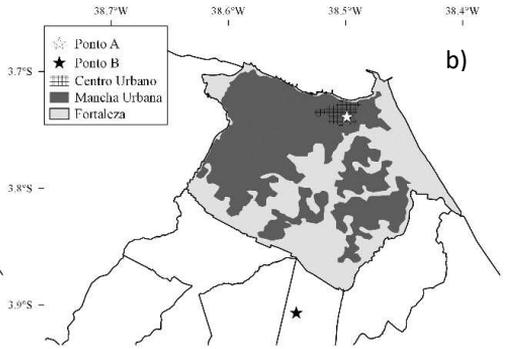
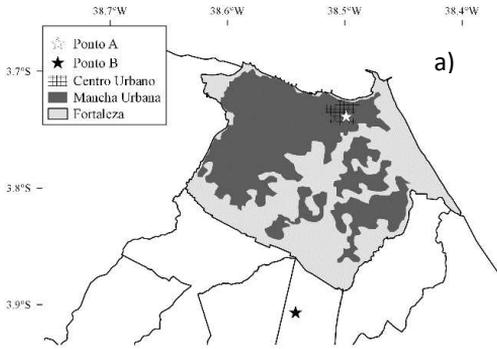


Figura 4 – Albedo da superfície, em Fortaleza para (a) 1988, (b) 1991, (c) 1996, (d) 2001, (e) 2006, (f) 2013 e (g) 2017, com marcações para os pontos A e B.



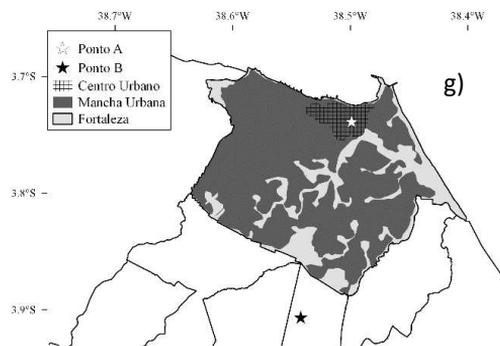


Figura 5 – Mancha urbana e do centro urbano de Fortaleza para (a) 1988, (b) 1991, (c) 1996, (d) 2001, (e) 2006, (f) 2013 e (g) 2017, com marcações para os pontos A e B.

Almeida e Gondim (2014) indicam que o desenvolvimento de Fortaleza responde à lógica de investimentos que desconsidera a coletividade, onde a viabilidade de projetos públicos e privados é analisada a partir das vantagens econômicas e seus resultados políticos. Como consequência, tais projetos tratam os espaços urbanos e os cidadãos de maneira diferenciada, privilegiando as necessidades dos seus agentes e promotores, e não os interesses coletivos da sociedade, trazendo um altíssimo custo socioambiental e cumulativo ao longo do tempo.

A Figura 6 mostra, graficamente, o aumento da área urbana de Fortaleza, sendo a curva da área da *mancha urbana* associada ao eixo vertical principal do gráfico e a curva da área do centro urbano associada ao eixo vertical secundário do

gráfico. A partir deste resultado é possível observar que nos últimos anos estudados nesta pesquisa, proporcionalmente, o *centro urbano* da região de estudo cresceu mais do que o restante da área urbana, ou seja, duplicando de tamanho desde 2006 (um aumento de cerca de 59% em relação a sua área inicial), enquanto que a *mancha urbana* total cresceu apenas 14%. Antes desse período, centro urbano e mancha urbana apresentavam crescimentos percentuais equivalentes.

Um segundo indicador, já mencionado aqui anteriormente, diz respeito ao aumento da diferença de temperatura da superfície entre o centro urbano e o entorno da cidade. A evolução no tempo da ICU é considerada, neste caso, como sendo o possível aumento de  $\Delta_{ICU}$  dentro da região de estudo (Oztaner et al. 2015). Para isso, utilizando dois pontos previamente determinados, a temperatura da superfície foi estimada a partir das imagens de satélite disponíveis.

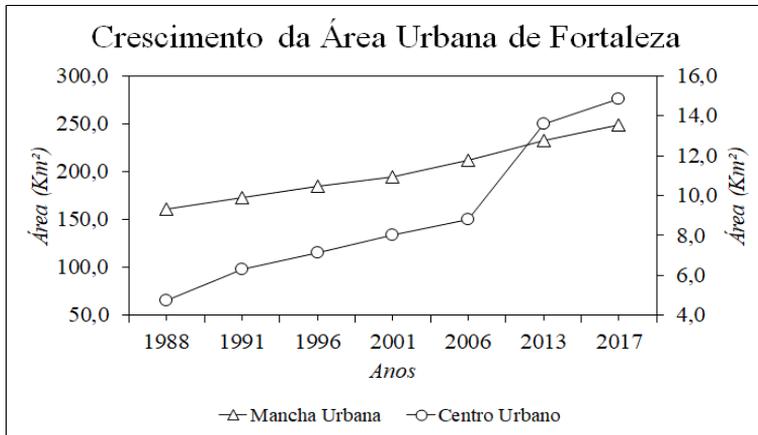


Figura 6 – Crescimento urbano, em Km<sup>2</sup>, da mancha urbana e do centro urbano de Fortaleza.

Apesar de, teoricamente, o maior efeito da ICU ser observado durante o período noturno, devido a maior diferença de temperatura entre as regiões inseridas no perímetro urbano e as áreas adjacentes, as imagens trazidas aqui já podem ser consideradas representativas da formação da ICU.

Para se considerar o efeito da urbanização da região de Fortaleza é preciso atentar-se ao desenvolvimento da área ocupada pelas edificações urbanas e como isso tem acontecido nas últimas décadas. De acordo com Lima (2013), a quantidade de ocupações irregulares, quer sejam espontâneas ou planejadas, vem crescendo consideravelmente em Fortaleza desde a década de 1980. De acordo com Bernal (2004), em 1985, no município de Fortaleza, existiam 234 conjuntos de habitações precárias

com 64.035 domicílios, 70.450 famílias e 352.250 pessoas residentes. Em 2002, o número desse tipo de habitações já ultrapassava 614, mais 82 áreas de risco, com mais de 700 mil pessoas vivendo em situação de exclusão.

A Figura 7 traz exatamente as informações da  $T_s$  naquela região a partir deste período. Em todos os quadros trazidos nesta figura é possível observar que a região indicada como *centro urbano* apresenta temperaturas da superfície sempre superiores às regiões adjacentes, fora da *mancha urbana*. É possível observar que a partir da década de 90, o considerável crescimento urbano daquela região acarreta no gradual aquecimento da superfície, característica essa que pode ser observada também nas imagens posteriores.

Como já mencionado, a redução antrópica das áreas verdes implica no aumento das temperaturas na cidade. O ideal de área verde indicado pela ONU é de 12 m<sup>2</sup>/hab, porém Fortaleza chega a ter apenas 4 m<sup>2</sup>/hab (Dantas et al., 2016).

O respeito a essas áreas de preservação e a não impermeabilização do solo resultaria em menores casos de inundações, diminuição dos efeitos da erosão marinha, além da diminuição das temperaturas.

Apesar da temperatura não apresentar grande variação temporal no Ponto A, quando se considera a diferença de temperatura entre os dois pontos determinados, esta variação aumenta de 4,27° em 1988 para 6,67° em 2006, sendo este mais

um indicador da presença da ICU em Fortaleza. Porém, este valor volta a diminuir nos anos 2010, chegando a 3,46° em 2017.

Em 2010, primeiro ano do que ficou conhecido como seca plurianual ainda em curso, o Estado do Ceará recebeu um volume médio de chuva de 302,3 mm. No ano de 2012, o volume acumulado foi de apenas 302,5 mm. Em 2013, 364,4 mm foram observados durante os meses de fevereiro a maio, resultando em mais uma estação chuvosa abaixo da média. No ano de 2014, o volume acumulado entre fevereiro e maio foi de 460,2 mm. Em 2015, choveu 418,7 mm durante a quadra chuvosa, e por fim, em 2016, choveu apenas 327,3 mm. Embora tenham sido registradas chuvas em torno da média em 2011, a distribuição da precipitação não foi favorável ao aporte de água nos reservatórios. Assim, entre 2010 e 2016, o Estado enfrentou o que pode ser considerado o período mais severo de seca dos últimos 100 anos (Cortez et al., 2017).

Esta diminuição observada em  $\Delta_{ICU}$  a partir dos anos 2010 não indica que a ilha de calor de Fortaleza tenha se atenuado, mas pode ser resultado do agravamento da seca naquela região, sendo este resultado da estiagem que começa a apresentar sinais desde 2010, que já foi um ano seco, e que no período 2010-17, somente 2011 teve chuvas acima da média, mas este foi seguido pelos déficits de precipitação mais graves em 2012, como ilustrado na Figura 8.

Esta figura mostra o acumulado de chuva para os últimos 16 anos nestas duas localidades, em comparação com as

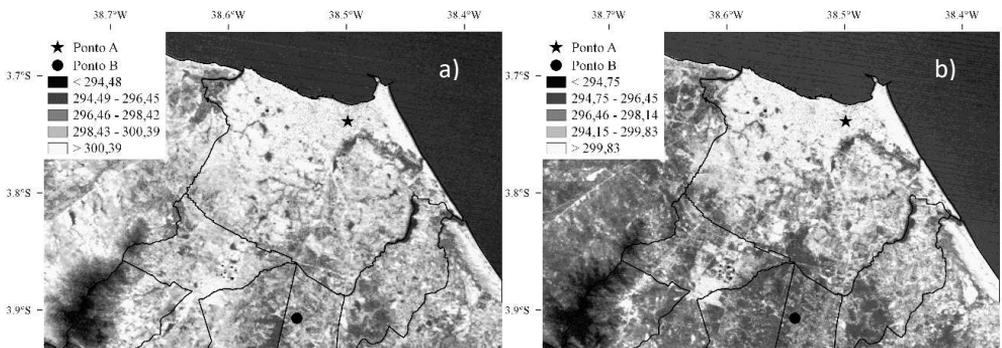
normais climatológicas para o período entre 1961 e 1990, acarretando em temperaturas mais elevadas que em anos anteriores (Marengo et al. 2016).

A análise das imagens de satélite utilizadas até aqui mostra que a mudança ocorrida na área urbana de Fortaleza, em decorrência do uso e ocupação do solo, contribuiu para a alteração do microclima da metrópole. Desta forma, pelo fato de que o perímetro urbano de Fortaleza, aqui considerado, apresentar temperaturas mais elevadas que as áreas adjacentes, com um teor de urbanização inferior, estes resultados são suficientes para aduzir-se a presença da ICU de Fortaleza, de modo que este pode ser um dos fatores determinantes para a formação da camada de instabilidade noturna próxima à superfície, trazendo características distintas à CLA formada naquela região.

A elevação da temperatura da superfície durante o período noturno, consequência da presença da ICU, resulta em uma situação distinta ao que acontece em áreas menos urbanizadas. Por exemplo, em Itaitinga, os valores de temperatura próximo à superfície durante o período noturno tendem a acompanhar o natural arrefecimento da superfície, esperado em áreas não urbanizadas ou com teor baixo de urbanização. Por outro lado, em Fortaleza, a forte manipulação da superfície para uso e ocupação faz com que, durante a noite, o arrefecimento natural da superfície não aconteça, resultando em um consequente aquecimento desta, sem a perda de calor

para a atmosfera. Sendo assim, os valores de temperatura potencial virtual naquela área tendem a diminuir nos primeiros níveis da atmosfera, indicando um forte grau de instabilidade na região, consequência da ICU formada.

A Figura 9 mostra o crescimento no tempo destes valores e consequente comprovação da presença da ICU de Fortaleza, sendo as curvas de temperatura da superfície de Fortaleza e Itaitinga associadas ao eixo vertical principal do gráfico e a curva de  $\Delta_{ICU}$  associada ao eixo vertical secundário do gráfico. É possível observar que os maiores valores de  $\Delta_{ICU}$  estão entre 1996 e 2006, período em que o crescimento da área urbana começou a se intensificar. Além disso, a partir da primeira metade dos anos 2010, em 2013, este índice começa a diminuir, porém esta diminuição não anula a presença da ICU. Esta característica é resultado do agravamento das secas registradas naquelas áreas a partir de 2010.



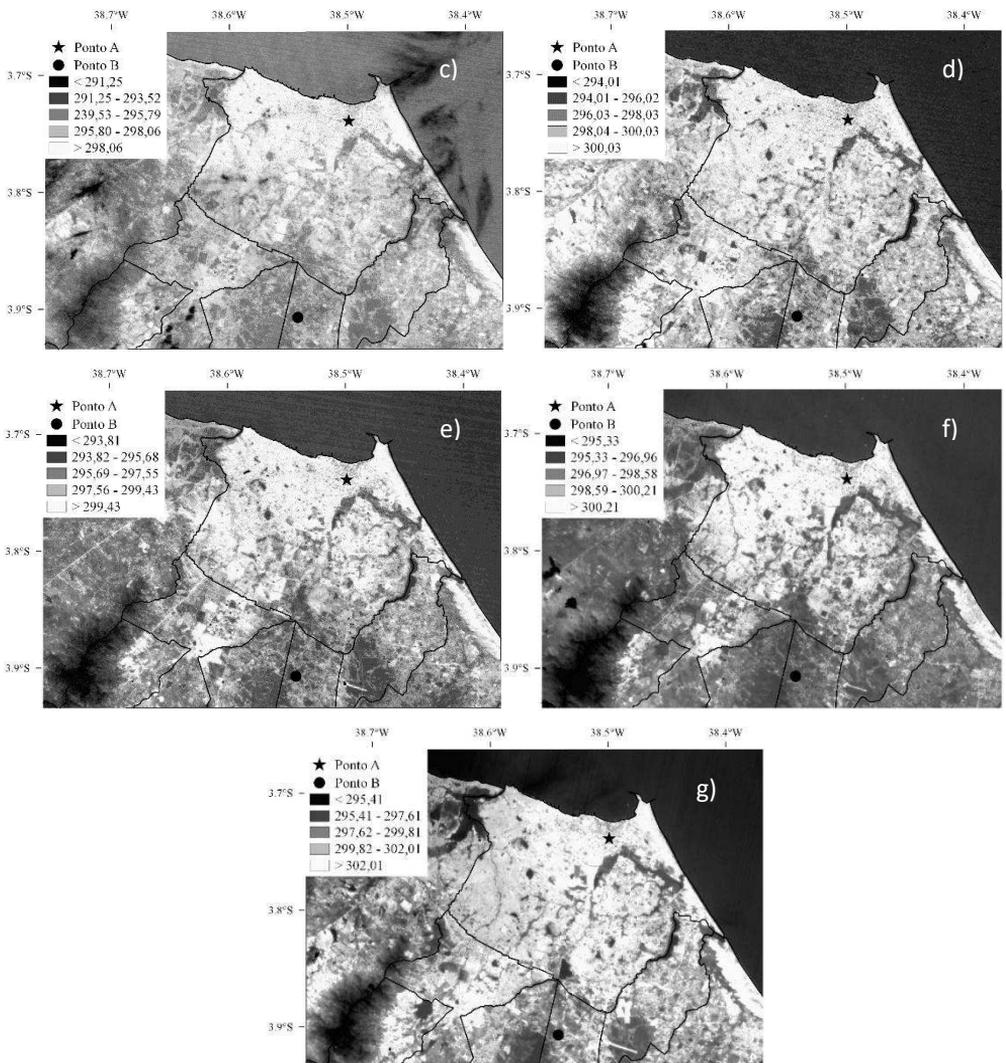


Figura 7 – Temperatura da superfície, em K, em Fortaleza para (a) 1988, (b) 1991, (c) 1996, (d) 2001, (e) 2006, (f) 2013 e (g) 2017, com marcações para os pontos A e B.

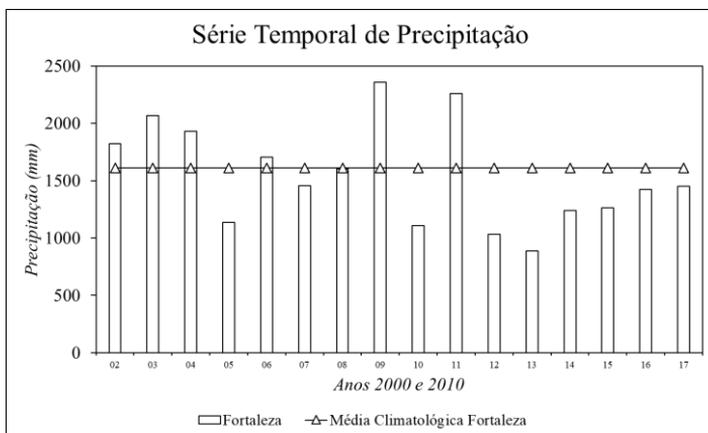


Figura 8 – Série temporal de precipitação para os últimos 16 anos, com acumulados de chuva anuais e normais climatológicas para Fortaleza. *Fonte: INMET.*

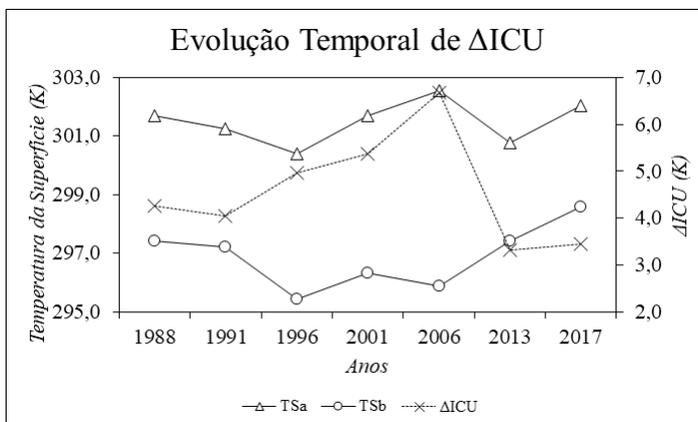


Figura 9 – Temperatura da superfície, em K, nos pontos A e B para os anos de estudo (linhas contínuas, eixo principal) estimadas a partir de imagens LANDSAT e diferença entre as temperaturas -  $\Delta_{ICU}$  (linha pontilhada, eixo secundário).

### 3.3 Validação da reanálise ERA5 para Fortaleza

Para uma análise mais detalhada do fortalecimento do sinal da ICU, além dos dados pontuais anuais já trazidos até aqui, utilizou-se também uma série temporal horária, com início em 1994 até 2018, com três horários por dia (00:00, 12:00 e 18:00 UTC), de dados observados obtidos da rede de estações meteorológicas convencionais do INMET para Fortaleza.

Estes dados serviram como base para o teste da aplicabilidade dos dados de reanálise, posteriormente utilizados, através do cálculo de regressão. Em primeiro lugar, a comparação gráfica dos dados observados e de reanálise foi feita a fim de identificar o comportamento das curvas obtidas.

A Figura 10 traz essas informações e a partir delas é possível observar questões importantes. Já é sabido que os dados de reanálise são dados horários, ou seja, a cada dia existem 24 dados disponíveis. Quando se consideram os dados observados, essa resolução temporal cai para 3 dados por dia. Além disso, a primeira questão resultado da observação da Figura 10 é que existe uma grande lacuna temporal, ente do final de 1985 e o final de 1993 (Figuras 10.a e 10.b), ou seja, oito anos de dados contínuos faltosos, além de dados pontuais por toda a série temporal.

Uma outra questão importante a ser observada é que a curva que representa os dados de reanálise apresenta temperaturas máximas com valores inferiores aos dados

observados, ou seja, o modelo gerador dos dados ERA5 subestima as temperaturas registradas durante o período diurno. Porém quando se considera o período noturno, período este em que se registram as temperaturas mínimas e quando o sinal da ICU está mais forte, os dados observados são bem representados pelos dados de reanálise. Comparando-se os dois tipos de dados nos três horários considerados, é importante pontuar que os dados de reanálise, em sua maioria, subestimam os dados observados da rede INMET, ou seja, em torno de 66% das temperaturas obtidas a partir dos dados de reanálise são inferiores às temperaturas observadas. Se considerarmos que dois dos três dados observados são no período diurno, este percentual comprova o período em que os dados são subestimados.

Porém, quando se consideram as temperaturas mínimas, os dados observados não são bem representativos destes valores, visto que o único valor indicativo deste horário é medido às 00 UTC, ou seja, 21 HL. É sabido que as temperaturas mínimas geralmente ocorrem depois de 03 UTC, período da madrugada local. Dessa forma, os dados observados não trazem as informações suficientes para identificar o sinal da ICU.

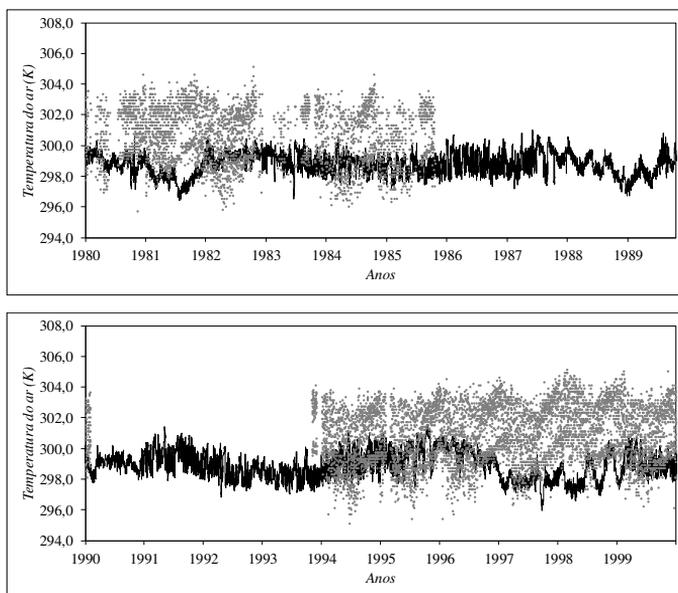


Figura 10 – Temperatura do ar à superfície, em K, para a) 1980 a 1989, b) 1990 a 1999, c) 2000 a 2009 e d) 2010 a 2018, sendo a curva de linha contínua dados de reanálise ERA5 e curva pontilhada dados observados.

Esta comparação dá a segurança para se afirmar que os dados de reanálise representam melhor o sinal da ICU, já que o período noturno é melhor retratado por este tipo de dado e há períodos de dados faltosos.

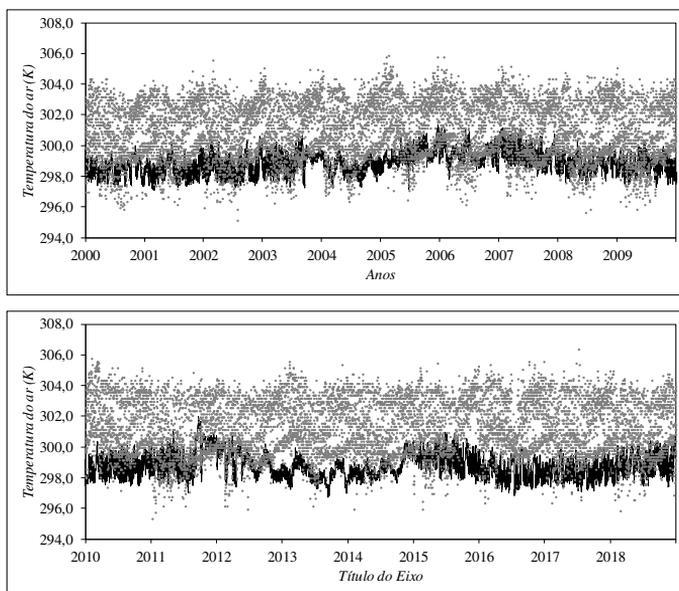


Figura 10 – *Continuação.*

Porém, é preciso tentar a aplicabilidade destes dados para afirmar estatisticamente a boa representação destes. Para isto, um teste estatístico de regressão linear entre os dados observados e os dados ERA5 para Fortaleza foi feito a fim de se verificar a aplicabilidade destes na atual pesquisa. Fazendo esta comparação, em que os dados observados são a variável independente explicativa e os dados de reanálise são a variável dependente explicada, chegou-se a um coeficiente de determinação de 0,79, ou seja, cerca de 79% dos dados de reanálise podem ser explicados ou relacionados aos dados observados. A Figura 11 traz estes dados. Além disso, é

importante salientar que as duas variáveis apresentam um certo grau de relação entre si, determinado pelo coeficiente de correlação,  $r$ . Este índice mede a intensidade e a direção da relação linear entre duas variáveis quantitativas, e no caso estudado, dados observados e dados de reanálise ERA5 apresentam um grau de correlação tal que  $r = 0,718$ , ou seja, ERA5 e observados tem uma relação entre si de 71,8%.

Kalnay e Cai (2003) analisaram o crescimento urbano e sua relação com as mudanças nos microclimas locais e chegaram a concluir que a diferença entre dados de reanálises atmosféricas e dados observacionais possibilitando inferir prováveis mudanças no microclima de determinado local relacionado com mudanças nos usos da terra e processos de urbanização.

Deste modo, o valor aqui encontrado para o coeficiente de determinação indica que, para o objetivo atual, os dados de reanálise ERA5 podem ser utilizados como base de dados para esta comparação. Sendo assim, pode-se comparar de forma satisfatória o aumento da temperatura da superfície de Fortaleza e de Itaitinga a partir destes.

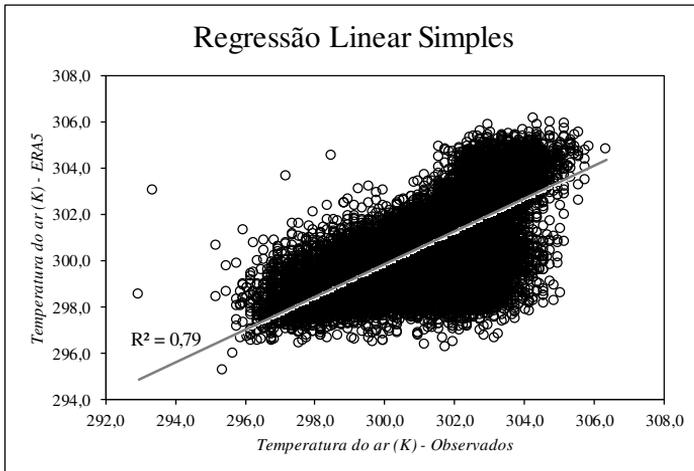


Figura 11 – Gráfico de Regressão, sendo os dados observados a variável independente explicativa e os dados de reanálise ERA5 a variável dependente explicada. A linha em cinza representa a reta de regressão com indicação do valor de  $R^2$ .

### 3.4 ICU para Fortaleza no período noturno

Como mencionado anteriormente, a ICU é um fenômeno típico do período noturno. Sendo assim, a avaliação dos dados de reanálise foi feita comparando-se as temperaturas mínimas registradas a cada dia, do período de 01/01/1980 a 31/12/2018.

O principal resultado encontrado após o plote dos dados de reanálise, comparando-se as duas localidades em questão, é a tendência de aumento da diferença entre as temperaturas mínimas nas duas localidades, que é registrada durante o período

noturno. Este resultado foi obtido através do cálculo de  $\Delta_{ICU}$ , resultado da diferença entre as temperaturas mínimas de Fortaleza e Itaitinga (Figura 12).

Este índice apresentou uma variação, tal que  $-1,412 \leq \Delta_{ICU} \leq 1,335$ , sendo que grande parte dos valores encontrados na curva de  $\Delta_{ICU}$  é positiva, cerca de 75,4%. Isto significa dizer que na maioria dos dias estudados, a temperatura mínima de Fortaleza foi pelo menos 0,002 mais elevada que em Itaitinga. Além disso, uma linha foi traçada a fim de indicar a possibilidade da existência ou não da tendência de aumento desta diferença.

Pela observação do gráfico, a inclinação da linha de tendência é considerável, de modo que visualmente já é possível apontar uma tendência de aumento deste índice, ou seja, é possível apontar o fortalecimento do sinal da ICU formada em Fortaleza, isto é, a tendência de aquecimento noturno, resultado da presença deste tipo de fenômeno, na área urbana daquela cidade é mais acentuada que em Itaitinga.

O aquecimento da superfície na área de estudo, associado com as propriedades da superfície urbana e a liberação de calor por fontes antropogênicas no Ponto A, podem ser os fatores influenciadores do aumento da temperatura do ar na área urbana. Como dito anteriormente, o início do século XX é marcado pelas mudanças na forma de se usufruir da superfície, tornando a área de estudo cada vez mais urbanizada. Esta informação coincide com os maiores valores de  $\Delta_{ICU}$ , a partir de

2000, resultado destas mudanças nos usos da terra e processos intensos de urbanização observados neste período.

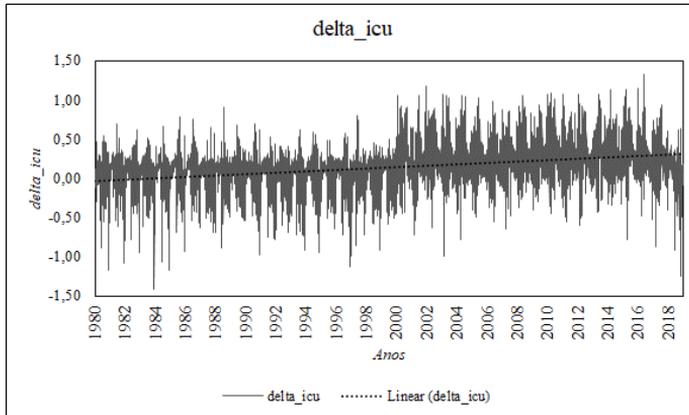


Figura 12 – Evolução temporal 1980-2018 da diferença entre as temperaturas às 06:00 UTC -  $\Delta_{ICU}$  a partir de dados de reanálise ERA5.

Apesar das temperaturas mínimas próximo à superfície em ambas localidades apresentarem um aumento nas últimas décadas, os resultados obtidos a partir da Figura 12 dão conta de que a diferença entre estas em Fortaleza e Itaitinga ( $\Delta_{ICU}$ ) tem apresentado um aumento, indicando um revigoramento da ICU na cidade de Fortaleza. Entretanto não é possível atribuir que esta tendência ocorre somente devido às mudanças na CUT, mas permite afirmar que o efeito da ICU, associado ao processo de urbanização, apresentam papel de fundamental importância na mudança do microclima local, além do efeito sobre a CLA local.

Ainda pela observação da Figura 12, é possível concluir que, durante as duas primeiras décadas do período estudado, o sinal da ICU é mais forte durante os meses mais quentes do ano, entre dezembro e abril. Já a partir do início do século XXI, este sinal passa a ser maior mais tardiamente, entre os meses de março e agosto. Estes resultados mostram que as maiores variações sazonais ocorrem na época mais quente do ano, ao passo que, na época menos quente a sua intensidade foi fortemente diminuída, devido à aproximação entre Fortaleza e Itaitinga em termos térmicos.

O efeito da continentalidade é de significativa importância no que se diz respeito ao desenvolvimento vertical da CLA, tanto durante o período diurno quanto durante a noite. Nos casos estudados aqui, durante o período diurno, a CLA formada dentro do continente tende a ser mais profunda que a formada no litoral. Por outro lado, durante a noite, a CLA continental é mais rasa que a formada na região litorânea. A presença da brisa marítima em Fortaleza também influencia na presença de umidade na atmosfera, fazendo com que as temperaturas observadas sejam menores que no interior do estado.

Durante a noite, a CLN litorânea é mais profunda que a continental. Este é um efeito indicativo da presença e efeito da ICU de Fortaleza, que impede o arrefecimento da superfície naquela região, e resultando em temperaturas mais elevadas que as áreas adjacentes e o consequente maior desenvolvimento

vertical da CLN. Outro efeito da ICU na CLN é a mudança nas características que seriam costumeiras, com a estabilidade típica da CLE próxima à superfície. O que é observado em uma área com teor de urbanização elevado é a formação de uma camada de instabilidade próxima da superfície.

A presença da ICU em Fortaleza pode ser comprovada pelo indicativo de tendência de aumento da temperatura mínima do ar próximo à superfície encontrada a partir de dados de reanálise nas últimas duas décadas. Quando se compara esta variável em Fortaleza com a mesma variável em uma localidade que apresenta um grau de urbanização bem inferior, como Itaitinga, é possível observar que a ICU vem se fortalecendo naquela região, de modo que os sinais desta dentro da CLA podem ficar ainda mais perceptíveis.

#### **4 CONCLUSÕES**

De acordo com os objetivos propostos e os resultados obtidos, algumas conclusões são possíveis. O perfil vertical da temperatura potencial virtual é sensível às condições atmosféricas na baixa troposfera e à estrutura da superfície, se mostrando eficiente quando se deseja determinar o comportamento da CLA.

Foram identificadas importantes diferenças nos perfis termodinâmicos da baixa troposfera entre as situações

estudadas. O estudo comparativo entre duas regiões distintas, sendo uma região litorânea e outra mais continental, inserida em um clima seco, dentro de um único mês deu a possibilidade de concluir que diversos são os efeitos fora da CLA que influenciam em seu desenvolvimento. Por exemplo, a localização geográfica, o clima regional e a cobertura e uso do solo são de considerável importância para o desenvolvimento vertical da CLA, durante todo o seu ciclo diurno.

Tomando como referência as situações estudadas até aqui, percebe-se que a CLC que se desenvolveu em uma região mais úmida pode ser mais rasa do que a que se desenvolveu em uma região mais árida. Esta especificidade confirma os resultados encontrados por Fisch et al. (2004) e Carneiro et al. (2016). É possível que esta característica da CLA naquelas áreas possa ser explicada por se tratar de um contraste entre uma região no interior do continente e uma região que sofre fortes influências do oceano, fazendo com que a maritimidade e a presença da circulação do tipo brisa marítima, típica do litoral, em Fortaleza seja o fator determinante para que a CLC formada sobre a área tenha características de uma Camada Limite Oceânica, podendo ser chamada também de Camada Limite Litorânea (CLL).

Ainda é possível concluir, a partir da observação do comportamento médio da CLN em Fortaleza, com a presença de instabilidade próxima à superfície, que a crescente taxa de urbanização e a mudança antrópica da cobertura e uso do solo

naquela região pode ser a fonte causadora da formação de ICU na região de estudo, impedindo que a superfície e a atmosfera adjacente experimente o arrefecimento típico noturno, acarretando no maior desenvolvimento vertical desta camada que aquela formada no interior do continente.

No que diz respeito à análise para a identificação da ilha de calor urbana, o desenvolvimento da pesquisa depende grandemente da aquisição das imagens pelos satélites. No caso corrente, o uso das imagens Landsat 5 e 8 são acessivelmente praticáveis, pois são disponibilizadas gratuitamente, porém as análises são restritas aos dias de passagem dos satélites. Por isso, os dados de reanálise ERA5 se mostram como uma boa alternativa para este tipo de análise, visto que são estatisticamente representativos dos dados observados e compõem uma considerável série temporal de dados, suficiente para a análise do período a ser estudado.

Além disso, é possível concluir que a presença da ICU naquela localidade tem considerável influência no escoamento médio próximo à superfície, de modo a suprimir a formação da brisa terrestre à noite. Durante o período diurno, a presença da ICU atua de forma a aditar a formação da brisa marítima, ou seja, os dois fenômenos se somam e a circulação adentro do continente é mais forte. Em uma análise detalhada, em que se associam os efeitos da ICU com o vento para identificação das circulações de brisa, é possível concluir que nos dias em que o sinal da ICU é observado e a intensidade do vento é acima de 10

m/s, a brisa terrestre encontra dificuldades para se formar, de modo que a presença da ICU inibe a formação da circulação de retorno da brisa. Quando o sinal da ICU não é observado, a brisa terrestre se forma como esperado. Porém, quando o sinal da ICU é encontrado e a intensidade do vento não passa de 6 m/s, ambos os fenômenos se formam, com a brisa terrestre e a ICU atuando mutuamente.

Tais dados dão a possibilidade de se concluir que o sinal que indica a presença da ICU de Fortaleza tem aumentado nas duas últimas décadas, de modo que as consequências desta dentro da CLA podem se acentuar nos próximos anos.

## **REFERÊNCIAS**

- ALMEIDA, A. A.; GONDIM, L. M. P. **Espaços segregados como componentes da paisagem urbana: O caso da comunidade Poço da Draga em Fortaleza, Brasil**. III ENANPARQ - Encontro da Associação Nacional de Pesquisa e Pós Graduação em Arquitetura e Urbanismo, 2014, São Paulo.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. **Köppen's climate classification map for Brazil**. Meteorologische Zeitschrift. 22, 711–728, 2013.
- ALVES, E. D. L. **Ilha de Calor Urbana em cidade de pequeno porte e a influência de variáveis geourbanas**. Revista Brasileira de Climatologia 20, 97–116, 2017.

- ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. Academic Press, San Diego, 287p, 2002.
- BARLOW, J. F.; HALIOS, C. H.; LANE, S. E.; WOOD, C. R. **Observations of urban boundary layer structure during a strong urban heat island event**. *Environ Fluid Mech.* 15, 373–398, 2015.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. **A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)**. *Journal of Hydrology* 212–213, 198–212, 1998.
- BERNAL, M. C. C. **A Metrópole Emergente: a ação do capital imobiliário na estruturação urbana de Fortaleza**. Fortaleza: Ed. UFC/BNB, 2004.
- CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.; KAUFMANN, T. **Determinação da altura da Camada Limite Planetária na Floresta Amazônica utilizando um ceilometer**. *Ciência e Natura* 38, 460-466, 2016.
- CASTRO, T.; SILVA, N.; LIMA, F.; COELHO, F. **Fortaleza/CE, head city of joy: production of urban space, city marketing and segregation on the fifth major Brazilian metropolis**. *Caderno de Geografia*, 27(51), 706-727, 2017. doi:<https://doi.org/10.5752/p.2318-2962.2017v27n51p706>.
- CHUVA PROJECT. **Processos de nuvens associados aos principais sistemas precipitantes no Brasil: uma contribuição à modelagem da escala de nuvens e ao GPM (Medida Global de Precipitação)**. Disponível em <

<http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/missao.jsp> >. 2009.  
Acesso em: 07 de março de 2019.

CORTEZ, H. S.; LIMA, G. P.; SAKAMOTO, M. S. **A seca 2010-2016 e as medidas do Estado do Ceará para mitigar seus efeitos**. Parcerias Estratégicas, Brasília-DF, v. 22, n. 44, p. 83-118, 2017.

CROSMAN, E. T.; HOREL, J. D. **Sea and lake breezes: a review of numerical studies**. Bound. Layer Meteorol. 137 (1), 1–29, 2010.

DANTAS, E. W. C. **Mar à vista: um estudo da maritimidade em Fortaleza**. Fortaleza: UFC Edições, 2011.

DANTAS, E. W. C.; COSTA, M. C. L.; ZANELLA, M. E. **Vulnerabilidade socioambiental e qualidade de vida em Fortaleza**. 1. ed. Fortaleza: Imprensa Universitária - UFC, v. 1. 128p, 2016.

FISCH, G. **Camada Limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. PhD Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 138 p. (in Portuguese), 1995.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; LYRA, R. F. DA F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. 2004. **The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia**. Theor. Appl. Climatol. 78, 47-59, 2004.

GUO, J. et al. **The Climatology of Planetary Boundary Layer Height in China Derived from Radiosonde and Reanalysis**

**Data.** Atmospheric Chemistry and Physics. 16, 20, 13309-13319, 2016.

GUTIÉRREZ, J. M.; CANO, R.; COFIÑO, A. S.; SORDO, C. M. **Redes probabilísticas y neuronales em las ciencias atmosféricas.** Series Monográficas del Instituto Nacional de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 2004.

IBGE. **O Brasil estado por estado.** Disponível em <<http://www.ibge.gov.br/estadosat/perfil.php?sigla=ce>>. 2015. Acesso em: 07 de junho de 2019.

JÚNIOR, J. F. O.; KWON, B. H. **Características da Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT) na região de Serpong – Indonésia durante as estações seca e chuvosa.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.22, n.1, 38-52, 2007.

KALNAY, E.; CAI, M. **Impact of urbanization and land-use change on climate.** Nature, v. 423, pp. 528-531. 2003.

LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W. **Remote sensing and image interpretation.** Nova Iorque, 3, 750 pp, 1994.

LIMA, P. C. C. **A produção do espaço na cidade de Fortaleza – CE: Uma análise das ações, políticas, projetos e planos diretores.** PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro – SP, 123 p. (in Portuguese), 2013.

LIU, S.; LIANG, X. Z. **Observed diurnal cycle climatology of planetary boundary layer height.** J. Clim. 23, 5790–5809, 2010.

LUCAS, E. A.; ARCE, A. G.; MORAES, M. R.; BOEZIO, G. C. **Simulações do perfil vertical do vento na camada limite**

- planetária com o modelo WRF-ARW.** Scientia Plena 13, 049913, 2017.
- MAHRT, L. **Stably stratified atmospheric boundary layers.** Annual. Ver. Fluid. Mech. 46, 23–45, 2014.
- MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P.; ALVES, L. M. **A seca de 2012-15 no semiárido do Nordeste do Brasil no contexto histórico.** Climanalise. 04, 49-54, 2016.
- MEMON, R. A.; LEUNG, D. Y. C.; LIU, C. H. **An investigation of urban heat island intensity (UHII) as indicator of urban heat-ing.** Atmos. Res. 94, 491-500, 2009.
- MONTEIRO, J. B.; ZANELLA, M. E. **A metodologia dos máximos de precipitação aplicada ao estudo de eventos extremos diários nos municípios de Crato, Fortaleza e Sobral-CE.** GeoTextos, 13, 2, 135-159, 2017.
- NASA. **The Landsat program.** 2008, Disponível em: <<http://landsat.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em 19 de abril de 2019.
- OKE, T. R. **Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites.** Geneva: IOM Report No.81, WMO/TD. No. 1250, 2006.
- OLIVEIRA, P. T.; LIMA, K. C.; SANTOS E SILVA, C. M. **Synoptic environment associated with heavy rainfall events on the coastland of Northeast Brazil.** Adv. Geosci., 35, 73–78, 2013.
- OLIVEIRA, P. T.; SANTOS E SILVA, C. M.; LIMA, K. C. **Linear trend of occurrence and intensity of heavy rainfall**

**events on Northeast Brazil.** Atmos. Sci. Let. 15: 172–177, 2014.

OZTANER, Y. B.; POZZOLI, L.; HAKAMI, A.; KINDAP, T.; UNAL, A. **Impact of Land-Use Types and Urban Canopy Structure on Urban Heat Island via High Resolution WRF Modeling: Istanbul Case Study.** EMS Annual Meeting Abstracts. 12, 37, 2015.

RENJU, R.; SURESH RAJU, C.; MISHRA, M. K.; MATHEW, N.; RAJEEV, K.; KRISHNA MOORTHY, K. **Atmospheric Boundary Layer Characterization Using Multiyear Ground-Based Microwave Radiometric Observations Over a Tropical Coastal Station.** IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 55, 12, 6877-6882, 2017. doi: 10.1109/TGRS.2017.2735626.

REUTER, E. D. J.; FISCH, G.; MOTA, G. V. M.; COHEN, J. C. P. **Estudo observacional da Camada Limite Planetária marinha na região do centro de lançamentos de Alcântara – MA.** Rev. Bras. Meteor. 19, 251-264, 2004.

RIBEIRO, F. N. D.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J.; MIRANDA, R. M.; BARLAGE, M.; CHEN, F. **Effect of sea breeze propagation on the Urban Boundary Layer of the Metropolitan Region of São Paulo, Brazil.** Atmospheric Research, 214, 174–188, 2018.

SAMPAIO, N. **Aplicações da Correlação e Regressão Linear.** Associação Educacional Dom Boco, 2015.

SILVA, F. P.; CORREIA, M. F.; OLIVEIRA, G. B. **Aplicação do modelo SEBAL na estimativa de componentes do balanço de energia em área de caatinga: um estudo na região do Açude Epitácio Pessoa/Boqueirão**. XIX Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 2015, Lavras - MG. ANAIS XIX CBAgro, 2010-2015, 2015.

SILVA DIAS, M. A. F.; REGNIER, P. **Simulation of Mesoscale circulations in a deforested area of Rondonia in the dry season**. Amazonian Deforestation and Climate. J. Gash, C. Nobre, J. Roberts, R. Victoria, Eds., John Wiley & Sons, 531-547, 1996.

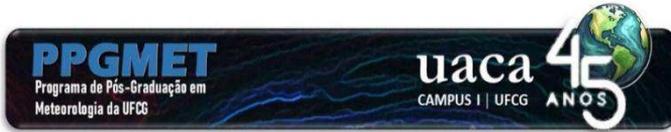
SOUSA, S. B.; FERREIRA, L. G. **Análise da temperatura de superfície em ambientes urbanos: um estudo por meio de sensoriamento remoto no município de Goiânia, Goiás (2002 – 2011)**. Confins (Paris), 15, 1-21, 2015.

SOUSA, N. V.; SILVA, A. F. G.; FISCH, G.; JUNIOR, J. B. V. L.; LYRA, R. F. F.; SILVA, E. M. **Avaliação de Parametrizações de Camada Limite Planetária do Modelo WRF na Costa Norte do Nordeste do Brasil**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 34, n. 1, 9-21, 2019.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 666 p., 1988.

TEIXEIRA, R. F. B. **The breeze phenomenon and its relationship with the rain over Fortaleza-CE**. Rev. Bras. Meteor. 23, 282-291, 2008.

WYNGAARD, J. C. **Structure of the Planetary Boundary Layer and implications for its modeling.** J. Applied. Meteorol. Climatol. Nov; 24:1131–1142, 1985.



## **INTER-RELAÇÃO ENTRE PRECIPITAÇÃO E PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA BRUTA NA REGIÃO LITORÂNEA DO ESTADO DA PARAÍBA**

Edivan Silva dos Santos<sup>1</sup>, Bernardo Barbosa da Silva<sup>1</sup>,  
Célia Campos Braga<sup>1</sup>, Rebeca Alves Neves<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA),  
Universidade Federal de Campina Grande (UFCG),  
Campina Grande, Paraíba, Brasil.  
(edivan.silva@estudante.ufcg.edu.br,  
bbdasilva.ufpe@gmail.com, celiadca@hotmail.com,  
rebecaneves13@gmail.com)

---

## RESUMO

O estado da Paraíba, situado no Nordeste do Brasil, é caracterizado por uma variabilidade climática pronunciada, com estações chuvosa e seca distintas ao longo do ano. O Litoral paraibano, inserido no bioma Mata Atlântica, destaca-se por apresentar os maiores índices pluviométricos do estado, com média anual superior a 1500 mm, evidenciando sua importância em estudos climáticos e sua interligação com diversos processos eco fisiológicos. Dentre tais processos, destaca-se a Produtividade Primária Bruta (GPP), que representa a quantidade total de matéria orgânica produzida pelos produtores primários, como as plantas, por meio da fotossíntese. O objetivo deste estudo foi investigar a influência da precipitação (PREC) sobre a GPP no Litoral paraibano. Para tanto, foram utilizados dados de precipitação de 21 postos pluviométricos da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AES/A), juntamente com dados de GPP do produto MOD17A2 do satélite Terra, para o período de 2003 a 2022. Determinou-se o coeficiente de correlação para os três lags, com o propósito de identificar uma possível resposta da vegetação às precipitações mensais na região de estudo. Os diagramas de dispersão (lag 0, 1, 2 e 3) sugeriram relações não lineares entre a GPP e PREC, com destaque para os coeficientes de correlação iguais a 0,79, 0,78 e 0,72 associados aos modelos de regressão potencial, logarítmica e linear, respectivamente, para o lag 1. Observou-se, ainda, que os coeficientes de correlação associados ao lag 2 dos modelos aludidos se mostraram significativos para  $\alpha = 0,01$ . Os resultados preliminares obtidos revelaram não haver significância estatística entre as chuvas de uma dada estação do ano, com a GPP da estação subsequente. Estes resultados ampliam o entendimento dos processos eco fisiológicos e o estado de conservação dessa região e seu papel no sequestro de carbono.

**Palavras-chave:** Chuva, Satélite, Vegetação

---

# 1 INTRODUÇÃO

O estado da Paraíba, localizado na região Nordeste do Brasil, é marcado por uma variabilidade climática pronunciada, com distintas estações chuvosas e secas ao longo do ano. O Litoral paraibano, inserido na Mata Atlântica, destaca-se como uma região de extrema importância, reconhecida pelo seu alto índice pluviométrico. Com uma média anual de precipitação superior a 1500, mm (DE ARAÚJO, 2003), esta área registra precipitações consideravelmente mais elevadas em comparação com outras regiões do estado. Essa região assume um papel crucial em estudos climáticos, dada sua influência na dinâmica regional e sua interligação com processos ecológicos essenciais. O Dióxido de Carbono ( $\text{CO}_2$ ), por sua vez, é um dos gases componentes da camada atmosférica, juntamente com o metano ( $\text{CH}_4$ ), ozônio ( $\text{O}_3$ ), os clorofluorcarbonos ( $\text{CFC}_s$ ) e o óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ), que se acomodam ao redor da camada atmosférica, desempenhando a função termorreguladora, conhecidos como “Gases de Efeito Estufa” (GEE), que em quantidade muito elevadas contribuem para o aquecimento global (RAMIRES, 2014). Entretanto, o  $\text{CO}_2$  é um componente essencial para a realização da fotossíntese dos organismos autotróficos (SILVA, 2018; BRAGA et al., 2023). A alta variabilidade temporal e espacial do balanço do  $\text{CO}_2$ , efeitos dos aerossóis no fluxo do  $\text{CO}_2$  entre a vegetação e atmosfera, e as consequentes trocas de energia, tem sido uma preocupação geral da comunidade científica mundial (CHIEN et al., 2018; SILVA,

2018; XIE et al. 2020; BRAGHIERE et al., 2020; IPCC, 2021). Estudos desenvolvidos em todo mundo têm mostrado que os efeitos da degradação da vegetação sobre as trocas de água e carbono na camada limite planetária, podem reduzir a capacidade dos biomas de absorverem o CO<sub>2</sub>, impactando o microclima regional, como demonstraram os trabalhos realizados por Xie et al. (2020), para o nordeste da China; De Oliveira et al., 2021 para a Amazônia brasileira, e também Silva (2018) e Mendes et al. 2020 para regiões semi-áridas do Nordeste do Brasil. Esses últimos demonstraram que a variabilidade na absorção do CO<sub>2</sub> pela vegetação e, em especial, pela Caatinga, está fortemente associada à sazonalidade da precipitação. Diante da importância de conhecer e avaliar a captura do CO<sub>2</sub>, pela vegetação, ele desempenha um papel crucial na atividade biológica e no funcionamento dos ecossistemas, exercendo influência direta na disponibilidade de energia e nutrientes para todos os níveis tróficos da cadeia alimentar. A determinação da absorção do CO<sub>2</sub> pela vegetação pode ser estimada a partir da Produtividade Primária Bruta (GPP), que representa a quantidade total de matéria orgânica produzida pelos produtores primários, como as plantas, por meio da fotossíntese. Pois, as plantas e os solos possuem uma capacidade de armazenamento de carbono superior à presente na atmosfera (SILVA, 2013, RODRIGUES, 2018). Neste sentido, o objetivo do estudo foi investigar a variabilidade mensal e anual da precipitação e seus efeitos sobre a Produtividade Primária

Bruta (GPP), no Litoral da Paraíba usando dados remotos e observados.

## 2 MATERIAL E MÉTODOS

Utilizaram-se os dados de precipitação mensal de 21 postos pluviométricos localizados no Litoral do estado da Paraíba (Figura 1), observados pela rede pluviométrica da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba - AESA, para o período de 2003 a 2022.

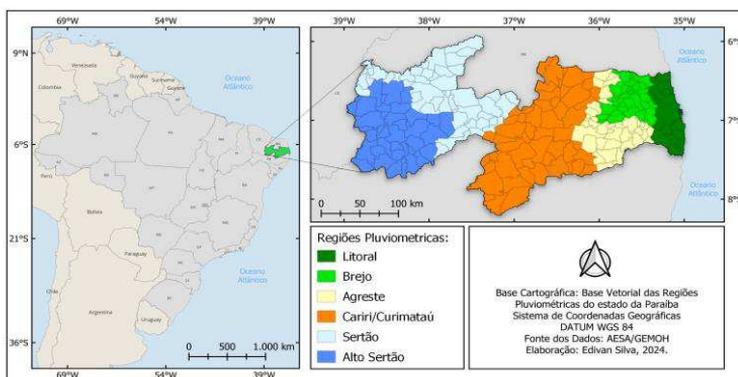


Figura 1. Localização Geográfica do estado da Paraíba e suas regiões pluviométricas em relação à América do Sul (Fonte: Adaptação AESA, 2024)

Os dados de Produtividade Primária Bruta (GPP) foram obtidos através da plataforma Google Earth Engine, utilizando dados do produto MOD17A2 do satélite TERRA para o mesmo período. A confecção dos diagramas foi feita a partir do diagrama de Hovmoller (HOVMOLLER, 1949; MOTA, 1997), que sumarizam o comportamento de duas variáveis em função do tempo (x e y) dessas variáveis, que no presente estudo correspondem às variáveis Precipitação e GPP. Para efetuar a relação entre a GPP obtida pelo MODIS e Precipitação observada utilizou-se a técnicas estatísticas dos mínimos quadrados e os indicadores estatísticos do Erro Médio Absoluto (EMA), Erro Percentual Absoluto Médio (EPAM), Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) e coeficiente de Correlação Linear de Person (r) dados pelas seguintes expressões abaixo (WILKS, 2006):

$$\mathbf{REQM} = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^n (x-y)^2}{n}} \quad (1)$$

$$\mathbf{EMA} = \sum_{i=1}^n \frac{|x-y|}{n} \quad (2)$$

$$\mathbf{EPAM} = \frac{\sum_{i=1}^n |EP|}{n} \quad (3)$$

$$\mathbf{r} = \frac{\sum_{i=1}^n (x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sqrt{[\sum_{i=1}^n (x-\bar{x})^2][\sum_{i=1}^n (y-\bar{y})^2]}} \quad (4)$$

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A partir dos dados observados e estimados, elaboraram-se tabelas e gráficos da variabilidade temporal da precipitação e produtividade primária bruta. Em seguida, determinou-se a relação existente entre as variáveis empregando a metodologia estatística do coeficiente de correlação de Pearson. Na Tabela 1A (anexo A1) constam os dados observados de precipitação e na Tabela 1B (anexo A) os dados da GPP, obtidos do produto MOD17A2, junto à plataforma Google Earth Engine, para o período de 2003 a 2022. É possível notar que junho de 2007 foi o mês que registrou maior precipitação, com total médio mensal de 515,3 mm, enquanto a GPP teve seu maior valor nos meses de agosto de 2017 e julho de 2020, registrando 47,3 gC/m<sup>2</sup>. As Figuras 2A e 2B exibem o diagrama da variabilidade temporal usando o diagrama Hovmöller (1949) para os dados de precipitação observada e GPP estimada pelo produto MOD17A2. Este diagrama acompanha a variação anual (eixo y) e sazonal (eixo x), evidenciando a climatologia do regime de chuvas e a variação sazonal da GPP. Destaca-se junho, como o mês mais chuvoso, e novembro, como o mais seco, enquanto agosto registra os maiores valores de GPP. Notavelmente, o diagrama mostra que a GPP responde à precipitação em média com um mês de defasagem, indicando um tempo de resposta da vegetação após as chuvas. Esses resultados corroboram com os achados de Braga (2000), que, em estudos na região Nordeste do Brasil com

dados de índices de vegetação do AVHRR/NOAA, mostrou que as respostas da vegetação ocorrem aproximadamente um mês após as chuvas.

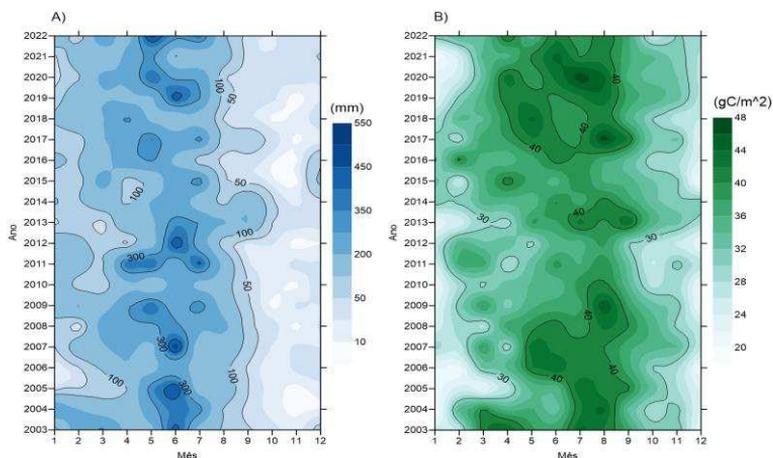


Figura 2. Diagrama de Hovmoller da A) Precipitação Mensal Média e B) GPP MOD17A2 Média, ambos para região Litoral da Paraíba 2003- 2022.

A Figura 3 apresenta boxplots da distribuição trimestral da precipitação (PREC) e da Produtividade Primária Bruta (GPP) para o Litoral da Paraíba, cobrindo o período de 2003 a 2022. Observa-se que a maior variabilidade e os maiores valores de precipitação ocorrem durante o trimestre AMJ (abril, maio e junho), que coincide com a estação chuvosa da região. A mediana da precipitação do período é maior em comparação com os demais trimestres, especialmente em OND (outubro,

novembro e dezembro), que apresentou os menores valores de precipitação. O trimestre JFM (janeiro, fevereiro e março) também registra valores menores de precipitação no litoral com uma distribuição relativamente concentrada. Quanto à GPP, observa-se uma variação menor ao longo do ano, com um aumento durante os trimestres AMJ e JAS (julho, agosto e setembro), que acompanham o regime de chuva na região que se estende de abril a agosto. Consequentemente, a mediana da GPP é menor em JFM, enquanto em OND ela decai, mostrando sua dependência com as chuvas, pois sem ela o vigor da vegetação decresce, afetando o bioma. Esses resultados apresentados, conjuntamente com as análises estatísticas obtidas, possibilitam observar que existe uma relação marcante entre a precipitação, vegetação e GPP, especialmente nos meses mais chuvosos, onde a GPP apresenta os valores mais elevados. No entanto, nota-se que redução da GPP no trimestre OND, que mesmo ainda com a ocorrência de chuva, outros fatores, tais como, a disponibilidade de luz e temperatura, podem influenciar a produtividade, sugerindo que o aprimoramento dos estudos da GPP deve levar em consideração esses fatores, já que eles estão presentes no cômputo da GPP.

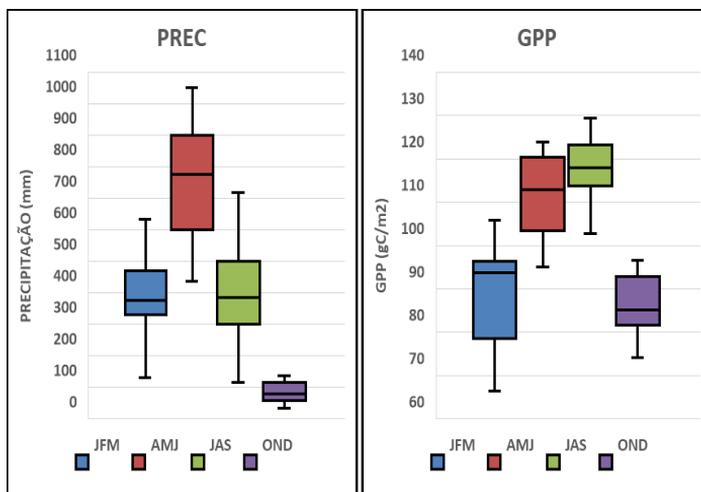


Figura 3. Boxplot da variabilidade trimestral, para a região Litoral da Paraíba (2003-2022).

Dando continuidade, a avaliação da relação entre a precipitação e a Produtividade Primária Bruta (GPP) de forma temporal, foi feita com uso de outras ferramentas estatísticas no sentido obter uma equação que melhor se ajustasse às variáveis (Wilks, 2006). A partir da análise de regressão dos dados com diferentes tipos de curvas (ANEXO B), optou-se pela curva potencial, por apresentar melhor coerência espacial e temporal dos dados. Para isso, aplicou-se a técnica estatística aos dados mensais, com LAGs mensais, no intuito de obter uma resposta GPP mais coerente entre a chuvas e GPP. Para análise dos dados foram selecionados para avaliar a captura do CO<sub>2</sub> entre a superfície e a atmosfera, aplicou-se às séries temporais da GPP

e chuva mensais, defasagens (LAGs) de 0, 1, 2 e 3 meses. Esses LAGs conseqüentemente, as variações temporais da resposta da vegetação à precipitação, permitindo entender o impacto da disponibilidade hídrica em diferentes nos ecossistemas para o equilíbrio do meio ambiente. A Figura 4 revela uma relação funcional mais expressivas entre essas variáveis, para o LAG 1, que resultou em coeficiente de determinação  $r^2 = 0,627$  ou seja, explicando 62,7% da variância total dos dados e coeficiente de correlação de com  $r = 0,79$ , expressivo para o nível de significância  $\alpha = 0,05$ . Para o LAG 2, a correlação ainda continua e é relativamente expressiva, com  $r^2 = 0,515$  e  $r = 0,72$ , mostrando assim, que a contribuição da chuva na absorção do CO<sub>2</sub> é fundamental para produção da produção de matéria orgânica, embora com o LAG 2 tenha apresentado leve declínio em comparação ao LAG 1, sugerindo que os efeitos da precipitação sobre a GPP podem persistir por até dois meses, embora de maneira menos intensa. No LAG 0 ( $R^2 = 0,19$ ), observa-se correlação menos expressiva, indicando que a resposta da GPP à precipitação só acontece no mês seguinte, e de modo mais expressivo um mês após as chuvas. Esse comportamento reforça a ideia de que os processos eco fisiológicos envolvidos na assimilação de água pela vegetação levam algum tempo para afetar a GPP. No LAG 3, o valor de  $R^2$  cai para 0,244, demonstrando que a influência da precipitação se torna ainda mais tênue com o passar do tempo, o que indica que, além desse

ponto, os efeitos da chuva sobre a GPP se dissipam consideravelmente.

Essa variação nos LAGs evidencia que a relação entre precipitação e produtividade vegetal não é linear nem imediata, sendo modulada por uma série de fatores ambientais e biológicos. A correlação observada mais elevada se verifica no LAG 1, seguida de uma queda gradual nos LAGs subsequentes, aponta para um intervalo de tempo crítico em que a precipitação afeta diretamente a GPP, possivelmente devido ao tempo necessário para que a vegetação utilize a água disponível para maximizar sua produtividade.

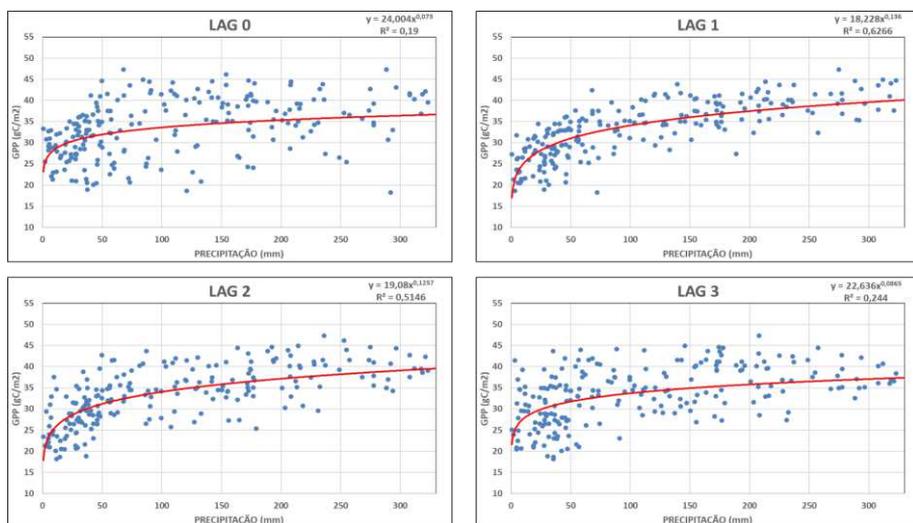


Figura 4. Diagramas de dispersão Potencial e curva de regressão entre Precipitação e Produtividade Primária Bruta (GPP) para

LAGs 0, 1, 2 e 3 no período de 2003-2022 para o estado da Paraíba.

#### **4 CONCLUSÕES**

Com base nos dados analisados, é possível concluir que a precipitação exerce uma influência significativa sobre a Produtividade Primária Bruta (GPP) no Litoral da Paraíba, especialmente com um mês de defasagem (LAG 1). O estudo revela que a relação entre precipitação e GPP é mais forte nesse intervalo, indicando uma resposta retardada da vegetação ao aumento da disponibilidade hídrica. A análise de correlação de Pearson mostra que, à medida que a defasagem aumenta, a influência da precipitação sobre a GPP diminui, com correlações mais menos expressivas nos LAGs 2 e 3. A ausência de significância estatística entre chuvas e GPP em estações subsequentes sugere que a resposta da vegetação à precipitação não é imediata e se dissipa após o primeiro mês. Essa relação complexa ressalta que outros fatores, como características do solo, temperatura e dinâmica das raízes, também podem desempenhar um papel importante no controle da produtividade vegetal.

## **AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq pela concessão de bolsa de mestrado e Iniciação Científica-IC. Assim como, a Universidade Federal de Campina Grande-UFCG e Programa de Pós-Graduação em Meteorologia - PPGMET pelo apoio concedido na execução do trabalho científico.

## **REFERÊNCIAS**

AESA - Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (2018). Disponível em: <http://www.aesa.pb.gov.br/aesa-website/>

BRAGA, C. C. Inter-Relações entre Padrões de Índice de Vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil. **Tese (Doutorado em Recursos Naturais)** – Universidade Federal da Paraíba. Campina Grande, 2000. 124p.

BRAGA, C.B.; DE LIMA, K. K. S.; ANDRADE A. S.; SILVA M. T. **CAPTACAO DO DIOXIDO DE CARBONO PELA CAATINGA**. VI Congresso Internacional de Riscos. Coimbra - Portugal 2023. **Anais, p.145.**

DA SILVA, K. K. **AVALIAÇÃO DA PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA BRUTA DA CAATINGA DO SEMIÁRIDO**

**PARAÍBANO. Dissertação** (Mestrado) Universidade Federal da Campina grande 2018.

DE ARAÚJO, Lincoln Eloi; BECKER, Carmem Terezinha; DE LIMA PONTES, Alana. **Periodicidade da precipitação pluviométrica no estado da Paraíba.** 2003.

Hovmoller, E. **The Trough-and-Ridge diagram.** Tellus, 1:62-66.

IPCC, INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2021.

MENDES et al. 2020. **Seasonal variation in net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange of a Brazilian seasonally dry tropical forest.** *Scientific Reports* volume 10. 2020.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-020-66415-w>

MOTA, G. V. 1997. **Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro.** 1997. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997

OLIVEIRA, L. M.; DOS SANTOS, A. C. C; DE OLIVEIRA, G.; PEREZ-MARIN, M. A.; SANTOS, A.G.C. Effects of human-induced land degradation on water and carbon fluxes in two different Brazilian dryland soil covers. **Science of the Total Environment.** V.791, 2021., p. 1-14, 2021.

SILVA, C. A. Carbono na parte aérea de plantios de Eucalyptus spp. – em nível de árvore para amostragem destrutiva e para talhões inteiros após o ajuste de métricas LiDAR. Piracicaba, 2013. **Dissertação de (Mestrado)-Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz.** 2013.

RAMIRES M. F. 2014. EMISSÃO DE GASES DE EFEITO ESTUFA E POTENCIAL DE AQUECIMENTO GLOBAL EM SISTEMAS DE CULTURAS INTERCALARES AO TUNGUE. Dissertação de (mestrado) - da universidade Federal de Santa Maria -RS, 81p.

RODRIGUES, C.C. F. **Produtividade Primária Bruta para áreas de cana-de-açúcar e cerrado na Bacia Hidrográfica do Mogi-Guaçu – SP.** Dissertação (Mestrando) - Universidade Federal de Campina Grande, 2018.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences.** 2 ed. London, Academic Press, 2006.

XIE, S.; MO, X.; LIU, S. Contributions of climate change, elevated atmospheric CO<sub>2</sub> and human activities to ET and GPP trends in the Three-North Region of China. **Agricultural and Forest Meteorology**,2020. Pa 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2020.108183>

SILVA, C. A. Carbono na parte aérea de plantios de Eucalyptus spp. – em nível de árvore para amostragem destrutiva e para

talhões inteiros após o ajuste de métricas LiDAR. Piracicaba, 2013. **Dissertação de (Mestrado)-Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. 2013**

## ANEXOS

**Tabela 1A.** Totais mensais pluviométricos observados (mm).

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
2003	58,3	255,0	318,4	177,7	163,5	444,5	142,2	90,4	54,9	35,5	11,6	72,2	1824,2
2004	292,0	201,0	141,8	142,8	257,4	359,9	337,0	89,4	38,5	18,7	6,1	8,7	1893,3
2005	28,0	45,7	73,3	88,6	343,3	468,8	109,3	170,6	48,4	20,3	4,8	18,5	1419,6
2006	7,5	45,2	111,5	205,9	139,4	235,1	120,5	110,4	42,2	10,9	31,5	42,6	1102,5
2007	47,9	164,9	188,9	237,0	154,0	515,3	112,7	176,5	74,3	22,7	28,3	24,3	1746,7
2008	86,8	9,6	249,0	273,6	277,5	307,8	207,2	232,6	63,0	35,9	5,1	27,7	1775,6
2009	125,7	218,1	151,0	289,8	409,7	252,9	349,9	154,0	56,9	4,8	29,4	24,5	2066,7
2010	132,8	68,6	50,0	172,6	74,7	228,0	155,5	127,2	47,4	15,7	5,8	37,3	1115,5
2011	176,6	156,2	85,9	414,7	420,9	216,0	430,2	179,3	28,0	20,4	32,9	28,3	2189,4
2012	163,6	137,2	57,1	30,6	128,5	455,2	231,2	46,0	19,0	27,7	2,0	8,6	1306,7
2013	36,7	59,9	34,2	207,5	172,5	342,7	296,6	213,2	208,4	46,7	36,8	35,1	1690,2
2014	111,0	95,2	154,9	81,4	212,4	227,4	119,9	68,4	203,2	56,1	19,8	40,9	1390,6
2015	64,9	59,9	268,2	54,2	103,4	277,6	351,5	57,4	35,5	14,4	3,1	120,9	1411,1
2016	129,6	99,4	159,4	277,6	317,5	171,8	45,1	30,2	39,2	12,1	6,2	99,7	1387,8
2017	62,2	68,2	195,9	215,5	364,1	236,2	338,3	67,9	91,1	42,7	7,0	11,7	1700,9
2018	113,2	174,1	192,3	323,0	172,9	102,1	150,3	40,6	26,4	5,6	14,8	46,2	1361,4
2019	56,4	193,4	193,7	174,5	174,8	447,0	308,0	73,2	46,7	31,5	0,6	23,7	1723,6
2020	35,3	87,2	225,2	207,9	413,6	274,9	288,4	49,9	39,2	30,6	36,5	27,9	1716,5
2021	37,7	172,2	145,8	214,5	311,7	84,3	131,5	147,2	36,8	28,8	25,4	56,0	1392,1
2022	176,5	49,8	293,6	130,0	489,6	320,9	395,9	107,8	33,8	22,4	49,2	27,3	2096,8
<b>Média</b>	97,1	118,0	164,5	196,0	255,1	298,4	231,1	111,6	61,6	25,2	17,8	39,1	1615,6
<b>Médiana</b>	75,9	97,3	157,2	206,7	234,9	276,3	219,2	99,1	44,5	22,6	13,2	28,1	1695,6
<b>Máximo</b>	292,0	255,0	318,4	414,7	489,6	515,3	430,2	232,6	208,4	56,1	49,2	120,9	2189,4
<b>Mínimo</b>	7,5	9,6	34,2	30,6	74,7	84,3	45,1	30,2	19,0	4,8	0,6	8,6	1102,5

**Tabela 1B.** Produtividade Primária Bruta mensal estimada pelo produto MOD17A2 (gC/m<sup>2</sup>).

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
2003	24,8	25,5	41,4	44,0	38,6	36,8	44,5	41,7	37,5	30,7	32,0	21,6	419,0
2004	18,2	35,3	40,7	35,0	36,5	32,3	41,6	44,5	33,1	27,6	31,0	23,0	398,7
2005	20,9	24,9	20,7	26,4	34,5	34,2	44,2	40,2	40,9	33,4	28,2	23,6	372,2
2006	22,1	20,5	32,9	34,6	42,0	43,9	40,1	41,5	36,7	29,4	28,5	20,1	392,3
2007	29,5	26,5	39,6	27,4	43,7	40,3	41,1	40,0	36,3	35,0	34,5	26,5	420,3
2008	24,4	28,9	26,5	37,6	39,2	41,6	37,8	42,7	40,1	35,2	29,2	26,1	409,3
2009	23,1	31,3	39,4	30,7	35,5	37,0	37,0	46,2	37,5	32,7	31,7	21,0	403,0
2010	20,9	28,4	28,9	33,1	34,4	34,3	39,0	40,5	34,2	26,9	29,1	20,6	370,2
2011	24,1	37,0	37,4	27,3	33,3	39,2	35,6	39,8	33,1	25,4	31,4	27,4	391,0
2012	26,8	35,4	32,2	33,9	29,1	34,7	34,7	38,5	29,6	27,4	25,5	21,3	369,2
2013	21,4	23,9	29,6	28,6	38,8	37,6	43,1	39,2	44,4	35,1	33,0	28,5	403,2
2014	31,8	30,7	35,2	34,6	34,1	40,2	36,6	41,1	36,9	32,4	30,3	31,6	415,4
2015	32,9	25,3	35,7	41,5	37,6	34,7	40,1	35,5	35,2	32,2	30,8	18,6	400,2
2016	29,4	41,4	35,1	34,2	36,9	41,0	39,4	36,0	33,0	28,0	28,7	23,6	406,8
2017	31,1	27,9	37,5	38,1	42,0	40,2	39,7	47,3	42,4	31,8	32,9	23,1	434,0
2018	28,0	34,7	33,6	39,5	44,7	39,0	38,4	41,2	34,5	29,6	26,4	25,9	415,5
2019	22,5	30,7	35,5	41,6	41,2	39,3	41,2	43,6	37,5	36,1	33,3	27,2	429,7
2020	23,5	25,1	32,8	43,7	37,5	42,6	47,3	44,6	34,9	32,6	32,1	27,0	423,7
2021	18,9	24,3	34,9	35,0	40,3	44,9	39,5	40,7	36,3	34,5	31,4	27,3	408,1
2022	31,5	34,9	33,0	42,7	34,2	42,1	37,6	42,3	36,6	25,8	30,2	28,9	419,9
<b>Média</b>	25,3	29,6	34,1	35,5	37,7	38,8	39,9	41,4	36,5	31,1	30,5	24,7	405,1
<b>Médiana</b>	24,2	28,6	35,0	34,8	37,5	39,2	39,6	41,2	36,5	32,0	30,9	24,8	407,4
<b>Máximo</b>	32,9	41,4	41,4	44,0	44,7	44,9	47,3	47,3	44,4	36,1	34,5	31,6	434,0
<b>Mínimo</b>	18,2	20,5	20,7	26,4	29,1	32,3	34,7	35,5	29,6	25,4	25,5	18,6	369,2

## ANEXO B

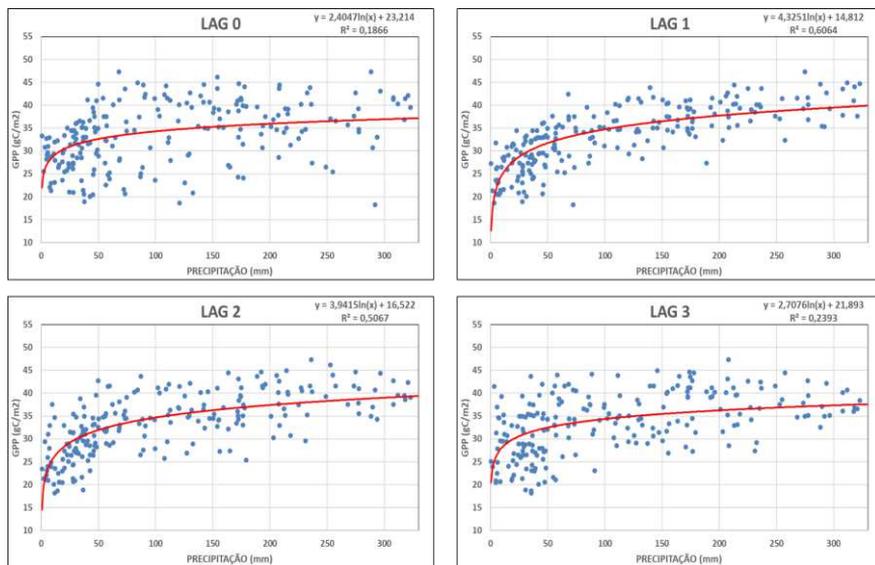


Figura 5. Diagramas de dispersão Logarítmica e curva de regressão entre Precipitação e Produtividade Primária Bruta (GPP) para LAGs 0, 1, 2 e 3 no período de 2003-2022 para o estado da Paraíba.

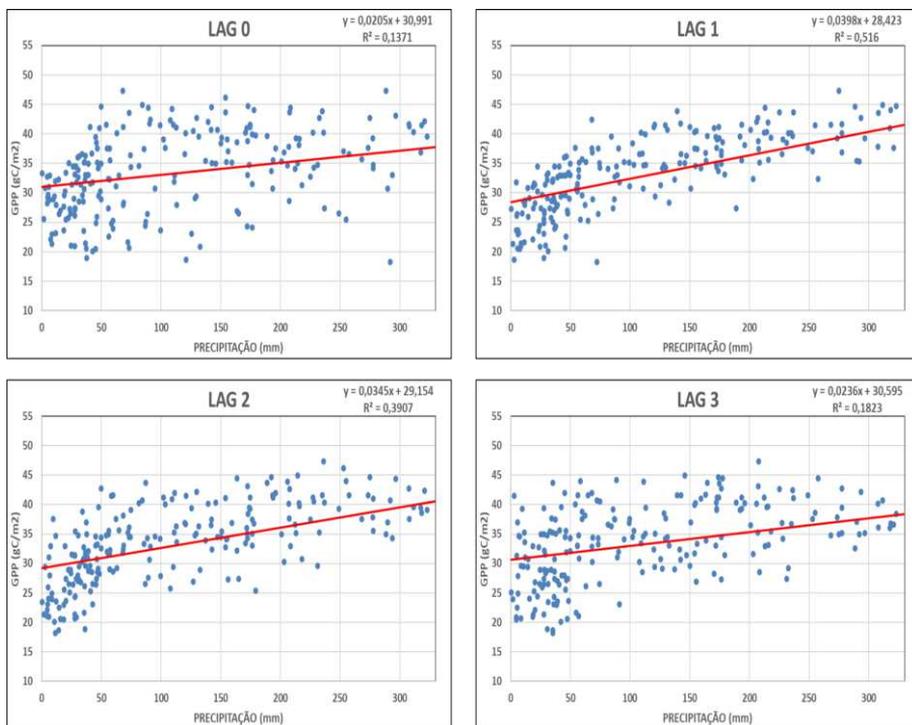
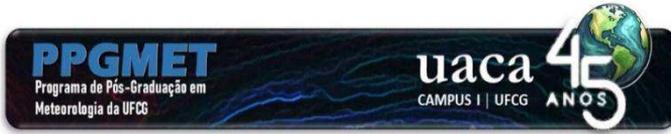


Figura 6. Diagramas de dispersão Linear e curva de regressão entre Precipitação e Produtividade Primária Bruta (GPP) para LAGs 0, 1, 2 e 3 no período de 2003-2022 para o estado da Paraíba.



## **COMPARAÇÃO QUANTITATIVA ENTRE PRECIPITAÇÃO E CONVERGÊNCIA DO FLUXO DE UMIDADE INTEGRADO NA VERTICAL PARA QUATRO REGIÕES DA AMÉRICA DO SUL**

Matheus José de Arruda Lyra<sup>1</sup>, Josefina Moraes Arraut<sup>2</sup>,  
Enio Pereira de Souza<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciências Atmosféricas (ICAT), Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Maceió, Alagoas, Brasil. (matheuslyraa@gmail.com)

<sup>2</sup>Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA), Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba, Brasil. (Josefina.arraut@gmail.com, souenio@gmail.com)

---

## RESUMO

Comparações de padrões de precipitação e convergência de umidade entre regiões com características distintas frequentemente precisam ser feitas de forma qualitativa. As tentativas de comparações quantitativas geralmente envolvem o cálculo de médias espaciais em regiões retangulares que contêm a maioria das características importantes de cada padrão estudado. Este trabalho apresenta uma forma de calcular médias espaciais de campos escalares, como precipitação, convergência de umidade e água precipitável, em regiões irregulares. O método baseia-se em definir regiões usando limites de intensidade. Ele pode ser utilizado para calcular tanto totais regionais quanto médias regionais por unidade de área. Este método é usado para comparar as intensidades de precipitação, convergência de umidade e água precipitável em quatro regiões diferentes do continente sul-americano: o Nordeste Brasileiro (NEB), Amazônia Norte (AMZ-N), Amazônia Sul (AMZ-S) e a Bacia do Prata (LPB) e estudar seus ciclos sazonais. Os resultados obtidos neste estudo indicaram de maneira geral que a AMZ-N apresentou a maior média mensal de longo prazo da convergência de umidade e água precipitável para todos os meses do ano. Ao contrário do NEB e LPB, os valores observados da precipitação na AMZ-N e AMZ-S foram maiores que a convergência de umidade na estação chuvosa e menor na estação seca, indo de contrapartida às características descritas na literatura. Os resultados obtidos ao longo deste estudo sugerem que a queda na intensidade da precipitação observada na AMZ-N em sua estação seca, não é acompanhada pela queda da convergência de umidade, estando diretamente ligada ao deslocamento da Célula de Hadley local.

**Palavras-chave:** Floresta Amazônica, Convergência de Umidade, Região Tropical

---

# 1 INTRODUÇÃO

A precipitação de grande escala está bastante ligada à convergência do transporte de umidade integrado na vertical (doravante referida simplesmente como convergência de umidade). Esta relação bem conhecida é a base da parametrização de convecção de Kuo (KUO, 1974), na qual presume-se que as duas quantidades sejam proporcionais entre si. No entanto, uma avaliação quantitativa da convergência é dificultada pelas distribuições irregulares e entrelaçadas de valores positivos (convergência) e negativos (divergência). As médias de área da convergência em regiões retangulares são atenuadas pela presença da divergência.

Neste estudo, os ciclos sazonais de precipitação e convergência de umidade sobre o Nordeste do Brasil (NEB) são comparados com as duas regiões de reciclagem de umidade mais importantes da América do Sul: a região Amazônica, dividida entre Amazônia Norte (AMZN) e Amazônia Sul (AMZS) e a Bacia do Prata (LPB). A LPB é composta por três sub-bacias: Paraná, Paraguai e Uruguai, e é a segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul.

A dinâmica do transporte de umidade que adentra a América do Sul provém principalmente através das costas norte e nordeste, trazida pelos ventos alísios dos hemisférios Norte e Sul (RAO *et al.* 1996; MARENGO, 2006; ARRAUT e SATYAMURTY, 2009; ARRAUT *et al.*, 2012). A precipitação na floresta Amazônica é alimentada pela convergência desses

ventos alísios. Parte da umidade passa por ciclos de precipitação e evapotranspiração, permanecendo na Bacia Amazônica e retornando ao oceano como descarga do Rio Amazonas. Outra parte é exportada como vapor para os subtropicais da América do Sul (ARRAUT *et al.*, 2012; BRAGA e MOLION, 2018; YANG e DOMINGUEZ, 2019; VERA *et al.*, 2006; MARENGO *et al.*, 2012). Nascimento *et al.* (2016) realizaram um estudo climatológico do balanço de umidade para as Bacias Amazônica e do Prata. Ambas as regiões atuaram como sumidouros de umidade na maior parte do ano. A Amazônia atuou como fonte de umidade em julho, agosto e setembro. Staal *et al.* (2018) estimaram que cerca de um terço da precipitação na Amazônia é resultado da reciclagem de umidade. Os autores demonstraram efeitos distintos das florestas em diferentes setores da bacia – a região sul da Amazônia contribui mais para a estabilidade do balanço de umidade, enquanto o setor sudoeste é mais dependente da água transpirada.

O Nordeste do Brasil (NEB) é afetado por diferentes sistemas de escala sinótica ao longo do ano, moldando o regime pluviométrico da região (REBOITA *et al.*, 2010). O setor norte do Nordeste do Brasil tem sua estação chuvosa em março, abril e maio. O verão austral, de dezembro a fevereiro, é considerado a pré-estação chuvosa, e seu sistema de precipitação mais importante são os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN; KOUSKY e GAN, 198; RAO e BONATTI, 1987; REPINALDO *et al.*, 2020; LYRA e ARRAUT, 2023), assim como a Zona de

Convergência Intertropical (ZCIT; UTIDA *et al.*, 2019). Já na costa leste do NEB, o principal sistema atuante consiste nos Distúrbios Ondulatórios de Leste, entre os meses de abril e agosto (GOMES *et al.*, 2019; LYRA *et al.*, 2024). Entre todos os sistemas de escala sinótica que atuam sobre o NEB, os VCANs abrangem a maior área total, sendo o principal sistema regulador do regime pluviométrico na região. Eventos intensos desse sistema podem produzir chuvas severas e causar inundações. Quando ocorrem diretamente sobre um reservatório de água, os VCANs podem contribuir significativamente para sua recarga, provocando interrupções em extensos períodos de seca.

Neste trabalho, é apresentada uma quantificação da convergência média de área e da precipitação média de área, e ambas são comparadas para quatro diferentes regiões do continente sul-americano: a Amazônia Norte (AMZ-N), a Amazônia Sul (AMZ-S), o Nordeste do Brasil (NEB) e a Bacia do Prata (LPB). O cálculo da convergência média de umidade é realizado utilizando o limite mínimo de valor zero para determinar a área coberta pela convergência, conforme será explicado na seção de metodologia.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Área e período de estudo**

Este estudo abrange quatro diferentes regiões, que foram definidas com base nos padrões de precipitação média de

longo prazo: o Nordeste do Brasil (NEB), 46° W - 34,5° W e 2° S - 13° S, a Amazônia Norte (AMZN), 72°W - 58°W e 7°S - 5°N, a Amazônia Sul (AMZS), 72°W - 58°W e 15°S - 7°S, e a Bacia do Prata (LPB), 64° W - 50° W e 34° S - 23° S (Figura 1). Os contornos contínuos demarcam a área do NEB, a área tracejada delimita a área da floresta Amazônica internacional, e os contornos tracejados compreendem as fronteiras da LPB. O estudo abrangeu 20 anos, de janeiro de 1999 a dezembro de 2018.

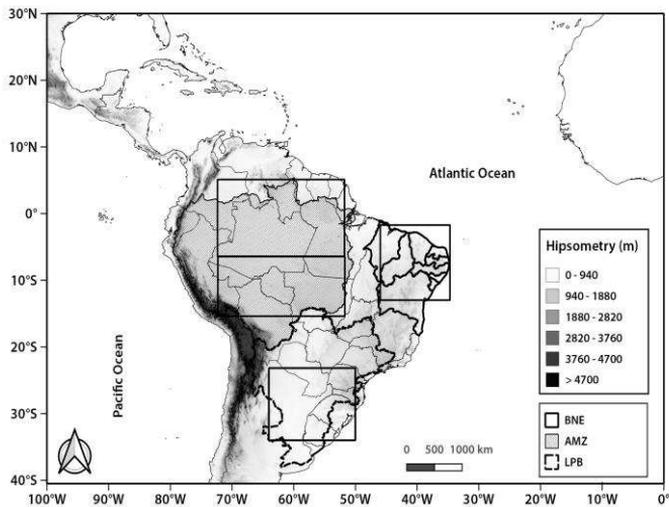


Figura 1. Mapa topográfico da América do Sul; as áreas de estudo são representadas através dos retângulos na cor preta. A área Floresta Amazônica Internacional está marcada pela região sombreada, o NEB através dos contornos contínuos e LPB através dos contornos tracejados.

Essas áreas retangulares são apenas os pontos de partida para os cálculos da convergência média de umidade. As áreas reais são diferentes a cada passo de tempo. Elas são muito irregulares e são definidas pelo conjunto de pontos de grade com valores positivos de convergência. A metodologia detalhada é explicada a seguir.

## **2.2 Dados de reanálise**

Foram utilizados dados de reanálise global ERA-Interim fornecidos pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), com resolução espacial de  $0,75^\circ$  de latitude por  $0,75^\circ$  de longitude. O ERA-Interim utiliza um sistema de análise e previsão a qual realiza a assimilação de dados processando informações desde janeiro de 1979 até agosto de 2019. As seguintes variáveis foram utilizadas como ferramenta de pesquisa: componente zonal do vento ( $u$ ), componente meridional do vento ( $v$ ), umidade específica ( $q$ ), pressão à superfície e água precipitável.

Essas informações foram dispostas em 12 níveis de isobáricos (1000, 925, 850, 800, 700, 650, 600, 500, 400, 300, 200 e 100 hPa) para análises horizontais e de seções verticais. Todos estes dados foram obtidos para os quatro horários sinóticos: 00, 06, 12 e 18 UTC.

### 2.3 Cálculo do transporte de umidade integrado na vertical

Foram utilizados os campos de transporte de umidade integrado na vertical ( $\text{Kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ). As variáveis utilizadas para o cálculo dessa componente são  $\mathbf{u}$  e  $\mathbf{v}$ , que são as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $\mathbf{q}$  é a umidade específica ( $\text{Kg} \cdot \text{Kg}^{-1}$ ),  $\mathbf{P0}$  é a pressão em superfície (hPa) e  $\mathbf{g}$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ).

O cálculo da componente do transporte vetorial de umidade integrado na vertical (equação 1) e a sua divergência horizontal (equação 2) são apresentados a seguir:

$$\overline{QV} = (Qu, Qv) \quad (1)$$

$$DQV = \nabla h \cdot \overline{QV} \quad (2)$$

Portanto, o transporte de umidade integrado na vertical é o produto da quantidade total de vapor d'água contida em uma coluna, dada em  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ , pelo vento. Supõe-se uma fila de colunas de ar com bases quadradas de área igual a  $1 \text{ m}^2$ , alinhadas na direção zonal. A cada segundo um número  $\mathbf{u}$  dessas colunas atravessa um segmento de 1 metro linear com orientação perpendicular a  $\mathbf{u}$ . Ou seja, são  $\mathbf{Qu}$  quilogramas de vapor de água atravessando cada metro linear a cada segundo.

### 2.4 Dados de precipitação

As informações referentes à precipitação foram consultadas através dos dados de precipitação estimada do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) através

do produto 3B42, com resolução espacial de 0,25° de latitude por 0,25° de longitude.

### **2.5 Passo 1: calculando a convergência do transporte de umidade verticalmente integrado para todo o domínio.**

O resultado é uma matriz bidimensional de pontos de grade, cada um contendo um número real que pode ser positivo (convergência) ou negativo (divergência). Uma ilustração simplificada, usando valores arbitrários, é apresentada como uma matriz 4x4 na Tabela 1.

Tabela 1. Uma matriz bidimensional de pontos de grade contendo valores de divergência (negativos) e convergência (positivos).

<b>1</b>	<b>-2</b>	<b>0,2</b>	<b>-3,4</b>
3	1,3	2	1
5	-4	3	2
3	0,5	-5	-2,3

### **2.6 Passo 2: Substituindo todos os valores negativos pelo valor indefinido (U).**

Em seguida, a função de média de área, *aave*, é aplicada à matriz da Tabela 2. Ela calcula a média de área ignorando os pontos de grade com valores indefinidos e pesa a área de cada

linha de pontos de grade de acordo com a latitude. Dessa forma, é possível calcular a convergência média estritamente sobre a área de convergência positiva.

Tabela 2. O resultado da aplicação da função maskout à matriz da Figura 2.

1	U	0,2	U
3	1,3	2	1
5	U	3	2
3	0,5	U	U

### 2.7 Passo 3: Substituindo todos os valores U por 0 e todos os valores positivos por 1.

O resultado é a matriz na Tabela 3. Aplicando a função aave a esta matriz, obtém-se a fração da área do retângulo original que é coberta por valores positivos de convergência. Esta fração é multiplicada pela área total da região retangular para obter a área total ocupada pela convergência. Por fim, essa área de convergência é multiplicada pela convergência média para obter a convergência total.

Tabela 3. Fração da área do retângulo original, coberto apenas por valores positivos, caracterizando os pontos de convergência de umidade.

1	0	1	0
1	1	1	1
1	0	1	1
1	1	0	0

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os dados apresentados na Figura 2 mostram que a precipitação na AMZ-N é maior do que nas outras três regiões em todos os meses do ano. A amplitude da variação sazonal também é grande, variando de cerca de  $12 \times 10^{12}$  kg/dia de agosto a outubro e  $20 \times 10^{12}$  kg/dia de abril a maio. A convergência do transporte de umidade integrado na vertical é menor que a precipitação na estação chuvosa e maior que a precipitação na estação seca. Por essa razão, eles não podem ser considerados proporcionais entre si, como é assumido na parametrização de Kuo (1974). A convergência de umidade varia de pouco abaixo de  $20 \times 10^{12}$  kg/dia de abril a junho para cerca de  $15 \times 10^{12}$  kg/dia de agosto a outubro.

A AMZ-S tem sua estação chuvosa de dezembro a março, com precipitação total variando de 12 a  $14 \times 10^{12}$  kg/dia. O pico de sua estação seca ocorre de junho a agosto, com valores próximos a  $2 \times 10^{12}$  kg/dia. Assim como em AMZ-N, a

convergência de umidade é menor que a precipitação na estação úmida e maior que a precipitação na estação seca. Ela varia de pouco abaixo de  $10 \times 10^{12}$  kg/dia de dezembro a março e entre 4 e  $5 \times 10^{12}$  kg/dia de janeiro a agosto.

LPB e NEB compartilham uma característica comum: a precipitação é menor do que a convergência de umidade em todos os meses do ano. O NEB tem sua estação chuvosa de fevereiro a maio, com chuvas variando de 7 a  $8 \times 10^{12}$  kg/dia. Sua estação seca ocorre de julho a outubro, com chuvas entre 1 e  $2 \times 10^{12}$  kg/dia. A convergência de umidade tem valores entre 10 e  $12 \times 10^{12}$  kg/dia de fevereiro a abril e de 6 a  $7 \times 10^{12}$  kg/dia de agosto a outubro.

LPB tem uma estação chuvosa de outubro a abril, com precipitação entre 8 e  $9 \times 10^{12}$  kg/dia, e uma estação seca de junho a setembro, com magnitudes entre 4 e  $5 \times 10^{12}$  kg/dia. A convergência do transporte de umidade atinge o pico de setembro a novembro, com valores entre 13 e  $17 \times 10^{12}$  kg/dia e um mínimo de cerca de  $6 \times 10^{12}$  kg/dia de agosto a outubro.

A água precipitável é maior na AMZ-N em todos os meses do ano, variando de 110 kg/m<sup>2</sup> de abril a junho para 90 kg/m<sup>2</sup> de julho a outubro.

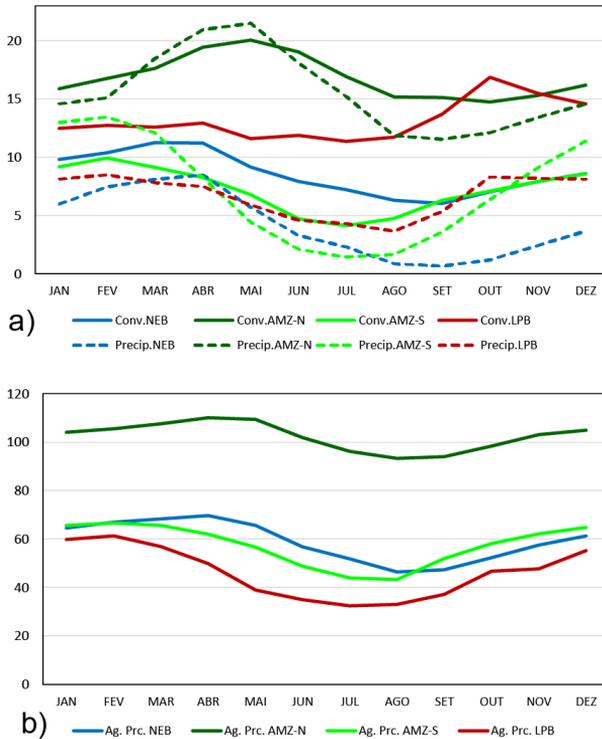


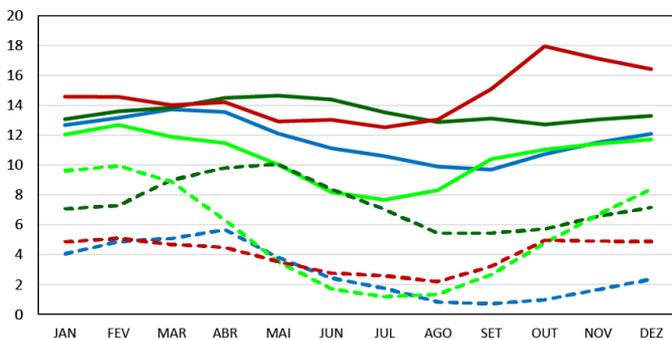
Figura 2. Médias mensais de Precipitação total e Transporte de umidade integrado na vertical (a) e Água precipitável (b) para as quatro regiões analisadas (1999-2018).

A Bacia do Prata apresenta a menor quantidade de água precipitável em todos os meses do ano, variando de 60 kg/m<sup>2</sup> de dezembro a fevereiro, a pouco mais de 30 kg/m<sup>2</sup> de julho a agosto. NEB e LPB têm amplitudes de variações sazonais semelhantes, com NEB apresentando valores máximos e

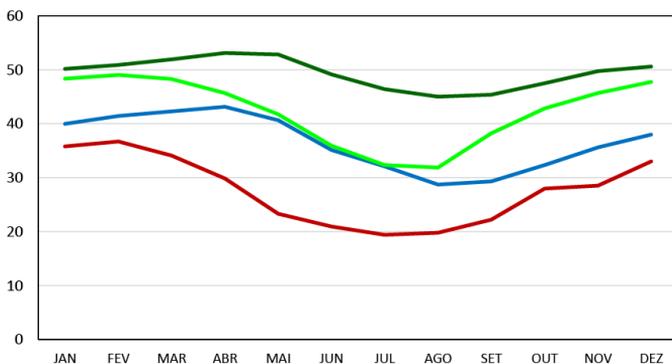
mínimos de água precipitável ligeiramente maiores e tendo suas estações chuvosa e seca cerca de um trimestre mais tarde no ano, em comparação com AMZ-S. O NEB apresenta um valor máximo de água precipitável de 70 kg/m<sup>2</sup> em abril e maio, e um mínimo de cerca de 45 kg/m<sup>2</sup> em agosto e setembro, enquanto AMZ-S tem um máximo de cerca de 65 kg/m<sup>2</sup> de dezembro a fevereiro.

A Figura 3 apresenta as intensidades médias de Precipitação e Transporte de umidade integrado na vertical para as quatro áreas analisadas. Na análise da figura é possível observar que a AMZ-N e AMZ-S alcançam o mesmo valor máximo de intensidade média de precipitação por área em suas respectivas estações chuvosas: 10 mm/dia de dezembro a fevereiro para AMZ-S e de abril a maio para AMZ-N. A AMZ-S apresenta uma queda mais acentuada na intensidade média de precipitação por área em sua estação seca, alcançando menos de 2 mm/dia de junho a agosto. Para AMZ-N, a estação seca, de agosto a outubro, mostra uma queda para pouco abaixo de 6 mm/dia.

A mais severa de todas as estações secas pertence ao NEB, com intensidade média de precipitação próxima a 1 mm/dia de julho a novembro, e abaixo de 1 mm/dia de agosto a outubro.



a) Conv.NEB Conv.AMZ-N Conv.AMZ-S Conv.LPB  
Precip.NEB Precip.AMZ-N Precip.AMZ-S Precip.LPB



b) Agua.NEB Agua.AMZ-N Agua.AMZ-S Agua.LPB

Figura 3. Média mensal da intensidade média da precipitação por área e transporte de umidade integrado na vertical (a) e água precipitável (b) para as quatro regiões analisadas (1999-2018).

Em sua estação chuvosa, a intensidade média de precipitação é superior a 4 mm/dia de janeiro a maio. A LPB teve a menor variação sazonal da intensidade média de precipitação por área: entre 4 e 5 mm/dia de outubro a abril e

perto de 2 mm/dia de junho a agosto. A média da convergência de umidade é mais forte do que a média da precipitação para todas as regiões, em todos os meses do ano. A menor variação sazonal da convergência de umidade pertence à AMZ-N, variando de ligeiramente acima de 14 mm/dia de abril a junho para cerca de 13 mm/dia de agosto a dezembro.

Apesar dessa diferença de magnitude entre a precipitação e a convergência de umidade, as formas das duas curvas são notavelmente semelhantes para três das regiões: AMZ-S, LPB e NEB. Nesses casos, as intensidades de precipitação e convergência de umidade são proporcionais entre si com boa aproximação.

A AMZ-S tem uma convergência média de umidade próxima de 13mm/dia de dezembro a março. Ela chega a cerca de 8mm/dia de junho a agosto. A maior convergência de umidade é alcançada pela LPB: entre 16 e 18mm/dia de outubro a dezembro. Os valores de sua estação mais seca ficam entre 12 e 13mm/dia de maio a julho. A NEB tem uma convergência média de umidade entre 12 e 14mm/dia de dezembro a maio. Ela chega a quase 10mm/dia de julho a outubro.

Para AMZ-N, há uma queda na precipitação na estação seca que não é vista na convergência de umidade ou na água precipitável. Para investigar mais a fundo essas características, as correlações entre as séries temporais mensais da média da convergência de umidade por área e da média da precipitação por área, bem como da convergência total de umidade e da

precipitação total, foram calculadas para a série temporal de 20 anos. Os resultados estão mostrados na Tabela 4. As correlações entre os valores médios por área estão acima de 0,7 para LPB, NEB e AMZ-S, mas abaixo de 0,4 para AMZ-N. As correlações entre os valores totais também são mais altas para a LPB, NEB e AMZ-S (0,75; 0,87 e 0,83) do que para AMZ-N (0,65).

Tabela 4. Correlações para as médias nas áreas de estudo entre precipitação e transporte de umidade integrado na vertical.

<b>Região</b>	<b>Correlação entre as médias nas áreas de precipitação e transporte de umidade</b>
NEB	0,8674
LPB	0,7487
AMZ-N	0,6429
AMZ-S	0,8253

#### **4 CONCLUSÕES**

A AMZ-N apresenta a maior média mensal de longo prazo da convergência de umidade integrada em área para todos os meses do ano. O mesmo vale para a água precipitável. No entanto, esta região também abrange a maior área analisada. Ambas as regiões da Amazônia, AMZ-N e AMZ-S, exibem uma característica interessante: a precipitação é maior que a convergência de umidade na estação chuvosa e menor na estação

seca. Para essas duas regiões, a suposição de Kuo de proporcionalidade entre a convergência de umidade e a precipitação não é válida. Por outro lado, para o NEB e a LPB, essa suposição parece razoável. Não apenas a convergência de umidade é maior que a precipitação em todos os meses do ano, mas as formas de ambas as curvas são muito semelhantes em cada uma dessas duas regiões, para as quais a suposição de Kuo parece se sustentar.

Ao comparar as médias mensais de longo prazo das intensidades médias de precipitação e convergência de umidade em área, a AMZ-N é maior que a AMZ-S para todas as regiões e em todos os meses do ano. Apesar dessa discrepância de intensidade, as formas das curvas de precipitação e convergência de umidade são muito semelhantes em três das regiões: AMZ-S, NEB e LPB. Enquanto isso, a AMZ-N apresentou uma variação sazonal muito suave da convergência de umidade e uma variação mais pronunciada na precipitação. A queda na precipitação da estação seca não é replicada na convergência de umidade. As correlações entre precipitação e convergência de umidade para a série mensal de 20 anos confirmam essas diferenças. Ela é superior a 0,7 para AMZ-S, NEB e LPB, e inferior a 0,4 para a AMZ-N.

Nossos resultados sugerem que a queda na intensidade da precipitação observada na AMZ-N em sua estação seca, não é acompanhada por uma queda semelhante na convergência de

umidade, estando principalmente ligada ao deslocamento para o norte da Célula de Hadley local.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradecemos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro.

## **REFERÊNCIAS**

ARRAUT, J. M.; NOBRE, C. BARBOSA, H. J. M.; OREGON, G.; MARENCO, J. Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America. **Journal of Climate**, v. 25, p. 543-556, 2012.

ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and Water Vapor Transport in the Southern Hemisphere with Emphasis on the South America Region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**. v. 48, p. 1902-1912. 2009.

BRAGA, H. A.; MOLION, L. C. B. A seca de 2013/2014 na Região Sudeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, vol. 41, n.1, p. 100-107. 2018.

GOMES, H.B., AMBRIZZI, T., DA SILVA, B.F.P., HODGES, K., DIAS, P.L.S., HERDIES, D.L., SILVA, M.C.L., GOMES, H.B. Climatology of easterly wave disturbances over the tropical South Atlantic. *Clim. Dynam.* v. 51, p. 1393–1411, 2019. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04667-7>.

KOUSKY, V. E., GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538-551, 1981.

KUO, H. L. Further Studies of the Parameterization of the Influence of Cumulus Convection on Large-Scale Flow. *J. Atmos. Sci.* v. 31, p. 1232-1240, 1974.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<1232:FSOTPO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<1232:FSOTPO>2.0.CO;2).

LYRA, M.J.A.; ARRAUT, J. Thermodynamic Analysis of an Upper-Tropospheric Cyclonic Vortex over Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 38, p. 01-18, 2023.  
<https://doi.org/10.1590/0102-77863810092>

LYRA, M. J. A.; GOMES, H. B.; HERDIES, D. L.; RAMIREZ E.; CAVALCANTE, L. C. V.; DE FREITAS, I. G. F.; ARAVÉQUIA, J. A.; FIGUEROA, S. N.; DA SILVA, M. C. L.; SILVA, F. D. S.; GOMES, H. B.; VENDRASCO, E. P.; CALVETTI, L.; MANTOVANI, J. A.; PENDHARKAR, J.; COELHO, W.; QUADRO, M. F. L.; ROBERTI, D. R.; BENETI, C. A. A. Extreme precipitation events over the east coast of northeast Brazil: Synoptic study and MPAS simulation. **Weather and Climate Extremes**, v. 45, 2024.  
<https://doi.org/10.1016/j.wace.2024.100711>.

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. 3, p. 1-19, 2006.

NASCIMENTO, M. G.; HERDIES, D. L.; SOUZA, D. O. The South American Water Balance: The Influence of Low-Level Jets. **Journal of Climate**, v. 29, p. 1429-1449, 2016.

RAO, V. B.; BONATTI, J. P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjacent Brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 37, p. 11-16, 1987.

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual Variation of Rainfall Over Brazil and Water Vapor characteristics over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 101, p. 26539-26551, 1996.

REPINALDO. H. F., FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; REPINALDO, C. R. R. Upper Tropospheric Cyclonic Vortex and Brazilian Northeast Jet Stream over Alagoas State: Circulation Patterns and Rainfall. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, p. 745-754, 2020.

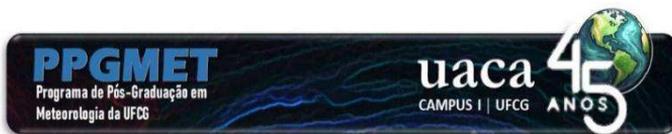
REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação da América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

STAAL, A., TUINENBURG, O.A., BOSMANS, J.H.C., HOLMGREN, M., NES, E.H.V., SCHEFFER, M., ZEMP, D.C., DEKKER, S.C. Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. **Nature Climate Change**, v. 8, p. 539–543, 2018.

UTIDA, G., CRUZ, F.W., ETOURNEAU, J., BOULOUBASSI, I., SCHEFUß, E., VUILLE, M., NOVELLO, V., PRADO, L.F., SIFEDDINE, A., KLEIN, V., ZULAR, A., VIANA, J.C.C., TURCQ, B. Tropical South Atlantic influence on Northeastern Brazil precipitation and ITCZ displacement during the past 2300 years. *Sci. Rep.* 9, 1698, 2019. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-38003-6>.

VERA, C.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; DIAS, P. S.; ZIPSER, E. THE South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, p. 63-78, 2006.

YANG, Z. DOMINGUEZ, F. Investigating Land Surface Effects on the Moisture Transport over South America with a Moisture Tagging Model. **Journal of Climate**, v. 32, p. 6627-6644, 2019.



## VALIDAÇÃO DOS DADOS DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADOS PELO CHIRPS PARA CIDADE DE AREIA-PB

Dimas de Barros Santiago<sup>1</sup>, Pedro Fernandes de Souza Neto<sup>1</sup>, Madson Tavares Silva<sup>1</sup>, Bárbara Silva Souza<sup>1</sup>, Ana Deborah Costa Alves<sup>1</sup>, Fabrício Lopes de Araujo Paz<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA), Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba, Brasil. (dimas.barros91@gmail.com, piurosfernandes@hotmail.com, madson.tavares@professor.ufcg.edu.br, barbarasouza3397@gmail.com, deborahcosta.dc@gmail.com,)

<sup>2</sup>Departamento de Matemática, Universidade Federal de Pernambuco (UPE), Nazaré da Mata, Pernambuco, Brasil. (fabricio.paz@upe.br)

## RESUMO

Nos últimos anos, as técnicas de sensoriamento remoto para a coleta de dados de precipitação se tornaram cada vez mais frequentes, devido aos avanços e inovações nos satélites, que ampliaram a disponibilidade de informações sobre chuvas. O presente estudo tem como objetivo validar os dados de precipitação mensal da base de dados do Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations (CHIRPS), durante o período de 1994 a 2021, utilizando os dados da estação pluviométrica da AESA, como observado, para a cidade de Areia – PB. Os dados do CHIRPS foram obtidos através da plataforma do Google Earth Engine. Foram calculados diversos índices estatísticos para a validação, e foi obtido alto coeficiente de correlação de Pearson, com o valor de 0,86, o coeficiente de determinação de 0,74 e um bom valor do índice de concordância de Willmott, de 0,76. Analisando a precipitação média mensal e o acumulado anual para o período do estudo, ficou evidenciado a capacidade de CHIRPS em representar a variabilidade da variável. Com os resultados obtidos neste estudo, ficou evidente a capacidade do CHIRPS em caracterizar a precipitação no município de Areia.

**Palavras-chave:** Downscaling Dinâmico, Modelagem Climática Regional, Recursos hídricos

---

## 1 INTRODUÇÃO

A precipitação é uma variável meteorológica primordial para o comportamento dos recursos hídricos e na preservação dos ecossistemas, especialmente para o Nordeste do Brasil (LYRA, 2014). Com isso, os dados da precipitação são fundamentais para a diversas atividades, como no manejo dos recursos hídricos, possibilitando assim uma análise dos impactos que a variabilidade da precipitação causa no meio ambiente, abrangendo até a agricultura (WANDERLEY, 2013). Para que essa análise tenha uma boa credibilidade, de acordo com Costa *et al.*, (2012) é fundamental uma qualidade boa dos dados estimados, como também uma disponibilidade e distribuição espacial de qualidade boa.

De acordo com Costa *et al.* (2019) no atual momento do Brasil as estações meteorológicas apresentam insuficiência de informações, ocasionada principalmente pela má distribuição e disponibilidade espacial, mesmo as estações possuindo os pluviômetros, instrumento que mede a quantidade de precipitação com uma elevada precisão, apresenta dificuldades por ser uma medida pontual, que ocorrem falhas espaciais de amostragem de dados, notório na região Nordeste do Brasil.

Com isso, de acordo com Da Silva *et al.* (2019), as técnicas do sensoriamento remoto para essa conjuntura que ocorre no Brasil consistem como uma maneira de resolver esse problema dos dados, visto que o sensoriamento remoto tem a

vantagem de obter dados com grande densidade espacial e temporal.

O banco de dados de precipitação do CHIRPS tem a possibilidade de solucionar as deficiências dadas devido à baixa densidade das estações meteorológicas do Brasil. Esses dados têm potencial para serem usados para preencher as falhas existentes dos dados de precipitação pelas estações (BAYISSA, 2017).

Porém, Santos *et al.* (2022) afirma que é necessário à validação dos dados de CHIRPS para os trabalhos de precipitação, pois é preciso ter uma confiabilidade desses dados para as regiões estudadas, para depois poder utilizar esses dados de CHIRPS, produzindo assim bons resultados social e econômico para a região que o dado apresentou bom potencial.

Diverso autor tem utilizados os dados de precipitação de CHIRPS para a realização de estudos, tais como Cavalcante *et al.* (2020) que realizaram uma avaliação de índices extremos de precipitação a partir de estimativas de precipitação do CHIRPS sobre a Amazônia brasileira, Aksu *et al.* (2022) fez a análise espaço-temporal da seca por estimativas de precipitação utilizando os dados de CHIRPS para a Turquia, Arregocés *et al.* (2024) realizaram estudos de tendências anuais e mensais de precipitação na região caribenha da Colômbia, Souza Neto *et al.* (2023) utilizou os dados de precipitação de CHIRPS para estudo realizado na bacia hidrográfica do rio São Francisco, entre

diversos outros estudos que utilizam os dados de CHIRPS para diversas áreas de análises.

Diante disso, o presente estudo tem como objetivo avaliar os dados de precipitação mensal de CHIRPS para o município de Areia, na Paraíba, durante o período de 1994 até 2021.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Área de estudo**

A área de estudo é o município de Areia, figura 1, pertencente ao estado da Paraíba (latitude de  $-6^{\circ}58'12''$  e longitude de  $-35^{\circ}42'15''$ ), e possui uma altitude de aproximadamente 534 metros (BARACHO et al., 2014). A cidade de Areia localiza-se na Microrregião do Brejo Paraibano, e possui a temperatura média anual de  $24^{\circ}\text{C}$ , apresentando uma precipitação média anual de 1400 milímetros e têm a umidade relativa média de aproximadamente 80%. De acordo com a classificação climática de Köppen, Areia possui o clima As, que apresenta precipitações durante o período outono – inverno (COSTA FILHO, 2018) e a temperatura média anual é de  $24^{\circ}\text{C}$  (GUEDES FILHO et al., 2013). De acordo com o censo do IBGE (2022) a população do município é de aproximadamente 22.633 habitantes e o município possui uma área de  $269\text{ km}^2$ .

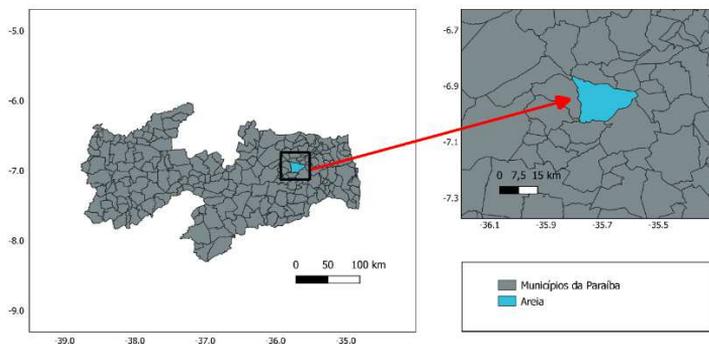


Figura 1. Representação da cidade de Areia – PB. Fonte: Autor (2022).

## 2.2 Dados observados

Foram obtidos os dados de precipitação mensal da estação da cidade de Areia através da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESAs) durante o período de 1994 até 2021.

## 2.3 Dados estimados

O banco de dados de precipitação do CHIRPS é desenvolvido pelo United States Geological Survey (USGS) e pelo Climate Hazards Group at the University of California, Santa Barbara (UCSB). São usadas diversas fontes para estimar a precipitação de CHIRPS, como: The Climate Hazards Group's Precipitation Climatology (CHPClim); Verificações de satélites

com espectro infravermelho termal, satélites geoestacionários aproximadamente globais da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), do CPC (Centro de Previsão Climática) e do NCDC (National Climatic Data Center Climáticos); precipitação do CFSv2; diversas estações meteorológicas (Funk, 2015).

De acordo com Costa *et al.*, (2019) a resolução espacial dos dados de CHIRPS é de  $0,05^\circ$ , aproximadamente 5km, próximo ao Equador, com o domínio abrangendo de  $50^\circ\text{S}$  até  $50^\circ\text{N}$ , com os dados no período de janeiro de 1981 até nos dias de hoje, possuindo dados diários, de cinco dias consecutivos e dados mensais.

Os dados de precipitação de CHIRPS foram adquiridos através da plataforma do Google Earth Engine (GEE), que é uma plataforma de análise geoespacial que permite a visualização e a interpretação de imagens de satélites em todo o globo.

## **2.4 Validação dos dados estimados**

Para a validação dos dados de precipitação do CHIRPS foram calculados alguns índices estatísticos, como o Erro Absoluto Médio (EAM), Erro Quadrático Médio (EQM), Erro Absoluto dos Desvios (EAMD), Índice de Concordância de Willmott (Ic), Coeficiente de determinação ( $r^2$ ) e o coeficiente de correlação (r).

### 2.4.1 Erro Absoluto Médio (EAM)

Segundo De Maria *et al.* (2008) a determinação do Erro Absoluto Médio (EAM), equação 1, os desvios negativos não se anulam com os positivos, sendo assim mais significante que o viés. O EAM só apresenta valores positivos, e quanto mais perto de zero estiver, melhor será o resultado da simulação em relação aos bancos de dados utilizados. É medido na mesma unidade que as séries. A variável  $y_i$  é a variável observada e  $x_i$  a estimada de CHIRPS.

$$EAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |y_i - x_i| \quad (1)$$

### 2.4.2 Erro Quadrático Médio (EQM)

O EQM, conforme a equação 2, define a variabilidade do erro em duas séries temporais. Com isso, somam-se os valores dos erros alcançados a começar do quadrado da dissemelhança entre o valor observado nas estações pluviométricas e os dados estimados dos satélites, nesse caso o CHIRPS (MONTGOMERY, 2008). A variável  $y_i$  é a variável observada e  $x_i$  a estimada de CHIRPS.

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2} \quad (2)$$

### 2.4.3 Erro Absoluto dos Desvios (EAMD)

$$EAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |O'_i - M'_i| \quad (3)$$

### 2.4.5 Índice de Concordância de Willmott (Ic)

O índice de concordância (Ic) é um parâmetro descritivo que indica a efetividade dos valores simulados (estimados) (X) em comparação aos valores observados (Y). Desta forma, é um parâmetro que prontamente verifica relações de concordância para modelos diferentes, independente das unidades de medida das variáveis (WILLMOTT, 1981).

O Ic apresenta valores que variam de 0 a 1, e quanto mais próximo de 1 significa uma concordância excelente dos dados simulados e observados, e quanto mais próximo de 0 demonstra uma divergência total entre os dados. O Ic, de acordo com a equação 4, é estabelecido através das somas de quadrados, dado que no numerador têm-se a soma dos quadrados dos erros e no denominador a soma dos valores absoluto de duas diferenças relacionadas a média observada (WILLMOTT, 2012).

Sendo  $Y_i$ ,  $i=1,2,\dots, n$ ,  $i$ -ésimo ao valor da variável observada, e  $X_i$ ,  $i= 1,2,\dots, n$ ,  $i$ -ésimo ao valor da variável estimada de CHIRPS, e  $n$  é o número de pares de valores.

$$Ic = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|Y_i - \bar{Y}| + |X_i - \bar{X}|)^2} \quad (4)$$

#### 2.4.6 Coeficiente de determinação ( $r^2$ )

O  $R^2$ , representado na equação 5, analisa a adaptação dos dados de CHIRPS em conexão com os dados observados das estações meteorológicas. Com isso, à medida que ocorrem variações dos dados de CHIRPS que podem ser explicadas através das variações obtidas pelos dados observados (MONTGOMERY, 2008). A variável  $y_i$  é a variável observada e  $x_i$  a estimada de CHIRPS, e  $\bar{y}$  é a precipitação média observada.

$$R^2 = \frac{\sum_i(x_i - \bar{y})^2}{\sum_i(y_i - \bar{y})^2} \quad (5)$$

#### 2.4.7 Coeficiente de correlação ( $r$ )

O coeficiente de correlação é um parâmetro linear por meio de duas variáveis, que expressa a relação linear existente entre essas variáveis, podendo ser calculado como a raiz do coeficiente de determinação, conforme a equação 6. O valor do coeficiente pode variar entre -1 e 1, e quanto mais próximo a 1, indica uma alta correlação linear, ou seja, são diretamente proporcionais. Já para valores próximos de -1, indica que as variáveis são inversamente proporcionais. Quanto mais próximo de zero, demonstra que as variáveis não possuem nenhuma correlação linear (Nascimento Júnior, 2016; Oliveira, 2016).

$$r = \pm\sqrt{R^2} \quad (6)$$

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Foi realizada a validação dos dados do CHIRPS utilizando os índices estatísticos, conforme a tabela 1, e foram obtidos o EAM de 33,48mm, já o EQM de 5,78mm, o EAMD de 0,02. Já o Ic foi de 0,76, um resultado bom, sabendo que quanto mais próximo de 1, significa maior semelhança entre os dados de CHIRPS e o observado da AESA. Da mesma forma o R<sup>2</sup> teve o resultado de 0,74. O coeficiente de correlação teve um resultado bom, de 0,86 sendo próximo de 1, mostrando uma alta correlação entre os dados de CHIRPS e o observado.

Tabela 1. Índices estatísticos obtidos para a validação dos dados de CHIRPS.

<b>EAM</b>	<b>EQM</b>	<b>EAMD</b>	<b>Ic</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>r</b>
33,48	5,78	0,02	0,76	0,74	0,86

O resultado de R<sup>2</sup> reflete a qualidade do ajuste dos dados de precipitação, com isso, para facilitar a compreensão desse ajuste, a Figura 02 demonstra um gráfico de dispersão que compara os dados observados da AESA com os dados estimados

de CHIRPS. Neste caso, o valor de  $R^2$  foi de 0,74, o que sugere uma qualidade satisfatória para o ponto em questão.

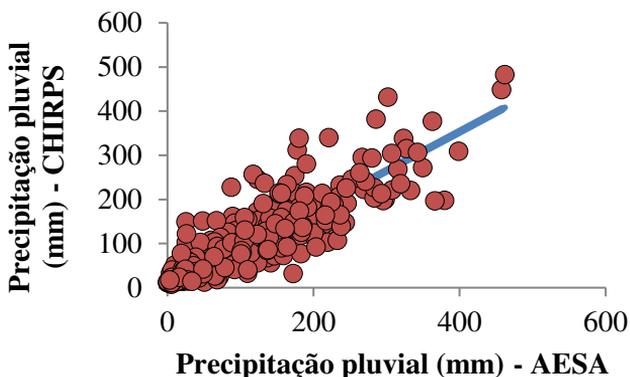


Figura 2. Relação da precipitação mensal entre dados observado (AESA) e estimados (CHIRPS) para a localidade de Areia - PB durante o período de 1994 até 2021.

Analisando os valores de precipitação obtidos por CHIRPS e da AESA, Tabela 2 e 3, respectivamente, é possível observar um padrão semelhante na variação da chuva durante o ano. Observando que a quadra chuvosa da cidade ocorre durante os meses de Abril até Julho.

Costa Filho *et al.* (2018) Fez a análise da precipitação para a cidade durante o período de 1974 até 1997 utilizando os dados da Estação Agrometeorológica do Centro de Ciências Agrárias (CCA) - Campus III da Universidade Federal da Paraíba, Areia- PB, (Lat.  $6^{\circ}58'$  S; Long.  $35^{\circ}41'$  W e altitude de

574 m). Observou que a precipitação média anual da cidade nesse período foi de 1400 mm. No presente estudo, utilizando a estação da AESA, é possível verificar a precipitação média anual para o período de 1994 até 2021 de aproximadamente 1318 mm, já a média anual de CHIRPS é de 1229 mm, subestimando assim os dados da AESA e da estação do CCA.

Conforme Costa Filho *et al.* (2018) afirmam que a quadra chuvosa vai de Abril até julho, resultado semelhante aos de CHIRPS e da AESA, mas o autor afirma que a precipitação da quadra chuvosa representa cerca de 54% de toda precipitação que ocorre durante o ano na cidade. Fazendo a mesma análise para os dados da AESA, em que a precipitação média da quadra chuvosa foi de 723,9mm, o que representa 54,9% de toda precipitação anual. Já CHIRPS teve uma precipitação média da quadra chuvosa de 690,7mm, o que representou 56,2% de toda precipitação média anual.

Tabela 2. Precipitação mensal, média mensal, acumulado anual e médio anual da precipitação de CHIRPS para a localidade de Areia - PB durante o período de 1994 até 2021.

CHIRPS	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	ANUAL
1994	70,4	85,8	200	120	126	309	268	75,5	66,8	16,8	15,7	61,9	1416
1995	28	104	161	174	125	147	220	41,3	29,6	17,2	50,8	11,4	1109
1996	29,5	16,7	173	232	70,9	151	118	123	83,7	22,8	55,9	16,5	1094
1997	51	111	111	146	197	73,3	96,9	67,8	29,8	15,3	12,7	60,2	972,9
1998	25,4	18,3	71,6	36,4	59,1	92,1	203	110	33,4	25,4	18,3	16,7	709,5
1999	64,8	60,2	162	76,2	144	90,6	101	49,4	41,6	25,5	15,7	76,6	908,1
2000	32,5	207	102	222	144	338	272	222	103	19,8	25,4	84,8	1771
2001	43,9	15,7	254	125	28,7	206	165	96,4	47,9	27,5	28,2	35,2	1072
2002	172	56,2	184	80,8	138	315	151	89,5	21,7	22,3	43,8	16,9	1291
2003	61,7	167	205	95,2	123	213	153	84,9	43,3	22,8	14,5	26	1208
2004	448	295	87,8	123	203	226	246	87,2	40,6	13,7	13,6	18,4	1802
2005	62,1	45,2	149	47,6	191	307	83,9	107	31,3	14,4	11,9	36,7	1086
2006	7,6	63,1	109	139	133	312	114	95,6	29,9	14,3	30,8	25,9	1073
2007	33,6	129	109	196	145	382	118	110	72,5	17,3	23,9	26,8	1362
2008	78,9	32,2	304	191	216	151	190	139	55,5	16,4	11,3	22	1407
2009	81,1	151	125	225	241	214	235	126	47,6	10,5	13,4	19,5	1489
2010	153	55,6	67,6	141	50	339	120	117	56,4	23,1	11,1	57	1190
2011	157	151	152	294	482	183	377	103	23,8	23,5	24,9	42,8	2013
2012	76,5	118	30,7	27,3	78,9	432	174	102	39,6	18,5	12,9	17,6	1128
2013	25	35,2	71	182	155	340	260	245	107	39,6	56,5	35,3	1551
2014	22,6	90	114	59,4	256	212	159	101	91,9	79,7	20,9	25,7	1232
2015	12,6	104	236	102	52,2	234	198	93,3	56,9	21	14,4	41,1	1165
2016	207	53,9	84,2	188	165	87,9	68,7	61,9	56,9	17,8	13,5	31,9	1037
2017	15,1	22,1	102	140	128	145	197	42,5	44,2	17,7	23,4	24,9	900
2018	27	113	143	193	159	106	228	42,7	39,1	14,8	14,8	49,2	1128
2019	36	164	149	190	83,2	173	213	121	38,8	26,6	13,3	13,4	1221
2020	77,4	122	137	145	215	213	280	41,3	45,2	17	30,9	16,4	1339
2021	11,2	70,2	130	92,6	134	42	75,8	86,1	23,3	14,1	17,1	40,1	736,9
Média	75,4	94,8	140	142	152	215	182	99,3	50,1	22	22,8	34	1229

Tabela 3. Precipitação mensal, média mensal, acumulado anual e médio anual da precipitação da AESA para a localidade de Areia – PB de 1994 até 2021.

AESA	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	ANUAL
1994	91,8	52,6	298	140	214	399	316	105	109	8	5,2	71,3	1810
1995	18,4	28,2	89,6	231	182	244	333	37,2	9,7	16,8	55,2	0,4	1246
1996	20,5	48	187	237	105	168	183	152	121	40,4	142	22,4	1425
1997	10,6	203	231	92,2	296	101	128	137	16,7	2,7	1,9	86,7	1305
1998	42,4	42,5	147	28,7	118	108	173	208	21,1	32,6	7,5	22,5	950,1
1999	43,1	123	142	62	141	110	114	76,9	35,4	28,4	7,7	56,4	939,6
2000	110	155	120	269	121	324	350	308	220	20	25	45,1	2066
2001	46,6	19,7	175	155	10,5	235	161	140	65,3	21,3	20,6	62,7	1112
2002	123	124	209	69,7	148	328	123	119	5,5	40,8	58,9	20,6	1369
2003	51,6	200	154	129	148	177	197	116	43,6	46	21,1	71,5	1354
2004	458	267	151	201	283	284	253	71,1	51,1	14,6	13,5	14,3	2062
2005	53,7	45,2	25,7	57,1	247	343	90,7	233	35,7	10,2	6,5	53,7	1201
2006	5,8	31,4	131	163	122	178	117	163	53,8	9,2	56,2	24,2	1054
2007	49,4	93,3	105	212	151	286	158	157	159	20,7	30,9	60,4	1483
2008	115	4,7	307	150	191	217	223	238	76,4	21,3	4,2	13,6	1560
2009	48,9	172	83,2	245	271	212	320	183	40,4	1	13,6	36,5	1627
2010	125	45,1	97,8	137	50,3	181	136	106	59,4	15,4	2,7	64,4	1020
2011	141	48,5	67,6	280	462	181	363	157	19,9	13,8	48,3	29,9	1812
2012	183	155	34,5	32,1	103	302	163	25,9	6,7	13,9	0,8	5,6	1026
2013	40,7	59,9	49,6	192	110	221	264	124	60	37,1	48,4	66,5	1273
2014	34,8	157	73,1	48,2	118	154	156	92,2	204	78	40,9	34,1	1190
2015	50,9	65	133	45,3	91,2	164	380	68,7	27,9	24,9	4,7	92,1	1148
2016	188	47,6	137	228	237	77,6	39,1	26,8	32	19,8	3,1	172	1208
2017	28	43,8	88,4	186	135	172	366	64,9	74,8	68,4	6	23,8	1257
2018	66,6	139	175	225	106	105	87,7	21,1	22,6	14,6	7,8	36,2	1006
2019	38,5	216	174	131	102	181	293	123	59,1	65,4	0,9	5,3	1390
2020	19,3	26,6	185	148	153	157	190	24,8	78,8	28,2	49,2	8,6	1069
2021	6	64	106	164	161	49	101	138	16,6	34	3,6	111	954,7
Mensal	79	95,6	138	152	163	202	206	122	61,6	26,7	24,5	46,8	1318

Para a análise da precipitação média mensal dos dados estimados e observados, figura 3, pode-se observar que os dados estimados de CHIRPS conseguem representar bem a variabilidade temporal da precipitação, entretanto ocorre a

subestimação da precipitação em todos os meses, exceto nos meses de março e junho, no qual os dados estimados superestimaram a precipitação observada média mensal em 1,6 mm e 13,4 mm, respectivamente.

O mês que teve a maior diferença entre as bases de dados foi o de julho, sendo este mês o que ocorre o maior valor de precipitação para a cidade de Areia, com a diferença média para o período estudado de 24,9 mm.

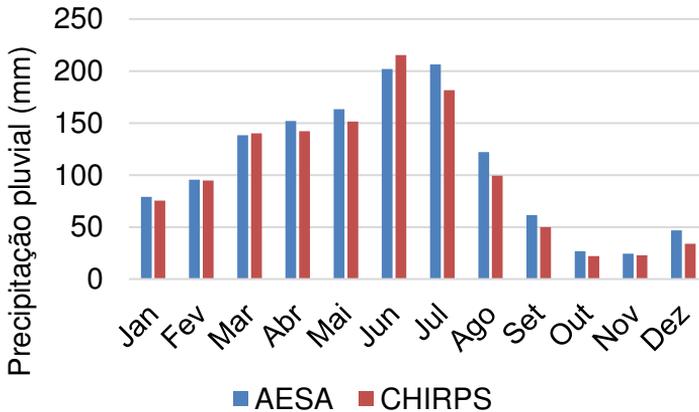


Figura 3. Precipitação média mensal (mm) da AESA e de CHIRPS para o período de 1994 até 2021.

Realizando a análise anual da precipitação, figura 4, é possível constatar que em grande parte do período estudado o dado de CHIRPS consegue se aproximar bem com o acumulado anual de precipitação observada. Durante o período de vinte e

oito anos analisados, em dezenove anos CHIRPS subestimou os dados observados, e em nove anos superestimou. Durante o período de 1994 até 2005 os dados estimados sempre subestimaram em relação ao observado, a partir de 2006 até 2021 os dados estimados começaram a superestimar os observados em alguns anos.

As maiores diferenças entre os dados estimados e observados ocorreram durante os anos de 1994, 1996, 1997 e 2017, com valores de -393,9 mm, -330,8 mm, -332,1 mm e -356,9 mm, respectivamente. Para todo período analisado, a diferença média entre a precipitação acumulada anual de CHIRPS e da AESA foi de aproximadamente -89 mm.

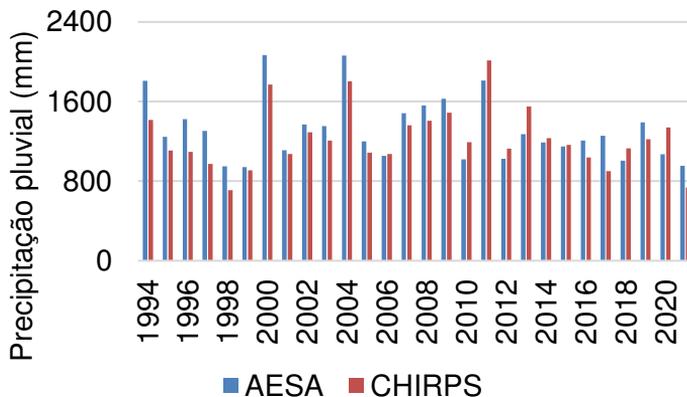


Figura 4. Precipitação acumulada anual da AESA e CHIRPS durante os anos de 1994 até 2021.

## **CONCLUSÕES**

Este trabalho de validação da base de dados da precipitação estimado de CHIRPS no município de Areia – PB demonstrou a boa habilidade desta base de dados em representar as variações sazonais e interanuais da precipitação. Entretanto, a precipitação estimada foi sistematicamente menor do que a observada na maioria das vezes.

Destaca-se, assim, a necessidade de mais validações desta base de dados para localidades diferentes, com o intuito de verificar a capacidade da utilização destes dados estimados e assim utilizar estes dados para locais no qual não possuem base de dados confiáveis e sem falhas.

## **AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Paraíba (FAPESQ) pela concessão da bolsa de pós-doutoramento (Termo nº 2176/2023) ao primeiro autor e de doutorado concedido ao terceiro autor (Termo nº 1920/2022). Além do financiamento do Projeto de Pesquisa (Termo nº 3.033/2021) do primeiro autor e a bolsa de doutorado ao segundo autor (Termo nº 1920/2022.) Agradecem também ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da Bolsa de Produtividade em Pesquisa (307608/2022-0) ao segundo autor.

## REFERÊNCIAS

AKSU, H.; CAVUS, Y.; AKSOY, H.; AKGUL, M. A.; TURKER, S.; ERIS, E. (2022). Spatiotemporal analysis of drought by CHIRPS precipitation estimates. **Theoretical and Applied Climatology**, v.148, n.1, p.517-529. 2022.

ARREGOCÉS, H. A.; GÓMEZ, D.; CASTELLANOS, M. L. Annual and monthly precipitation trends: An indicator of climate change in the Caribbean region of Colombia. **Case Studies in Chemical and Environmental Engineering**, 10, 100834. 2024.

Baracho, R. C. M., Ismael Filho, A., Gonçalves, A., Nunes, S. D. T. S., & BORGES, P. D. F. A influência climática na proliferação da dengue na cidade de Areia, Paraíba. **Revista Gaia Scientia**, 8(1), 65-73. 2014.

BAYISSA, Y. et al. Avaliação de estimativas de chuva baseadas em satélite e aplicação para monitorar a seca meteorológica para a Bacia do Alto Nilo Azul, Etiópia. **Sensoriamento Remoto**, v. 9, n. 7, pág. 669, 2017.

CAVALCANTE, R. B. L.; DA SILVA FERREIRA, D. B.; PONTES, P. R. M.; TEDESCHI, R. G.; DA COSTA, C. P. W.; DE SOUZA, E. B. Evaluation of extreme rainfall indices from

CHIRPS precipitation estimates over the Brazilian Amazonia. **Atmospheric Research**, v.238, p.104879. 2020.

COSTA, H. C.; MARCUZZO, F. F. N.; FERREIRA, O. M.; ANDRADE, L. R.; Espacialização e Sazonalidade da Precipitação Pluviométrica do Estado de Goiás e Distrito Federal. **Revista Brasileira de Geografia Física**. Recife, v.5, n.1, p.87-10, 2012.

COSTA J.; PEREIRA G.; SIQUEIRA M.E.; CARDOZO F.; SILVA V.V. Validação dos dados de precipitação estimados pelo CHIRPS para o Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**. V. 24, n. 2, p. 228-243, 2019.

DE MARIA, P. H. S.; COSTA, A. A.; SOMBRA, S. S. Modelagem Numérica em Alta Resolução para Previsão de Geração de Energia Eólica no Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n 4, p. 477-489, 2008.

DA SILVA, L. A.; GERVILLA, E.; VON RANDOW, R. D. C. S. Importância e confiabilidade de pluviômetros artesanais na medição da precipitação: métodos e aplicações. In XI Workshop Brasileiro de Micro meteorologia, São José dos Campos-SP. 2019.

FUNK, C. PETERSON, P.; LANDSFELD, M.; PEDREROS, D.; VERDIN, J.; SHUKLA, S; HUSAK, G.; ROWLAND, J.; HARRISON, L.; HOELL, A.; MICHAELSEN, J. The climate

hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. **Scientific data**, v. 2, p. 150066, 2015.

Guedes Filho, D. H., Júnior, J. A. S., da Costa Filho, J. F., Francisco, P. R. M., & Campos, V. B. Estimativa da evapotranspiração de referência para a cidade de Areia, Paraíba. **REVISTA BRASILEIRA DE AGRICULTURA IRRIGADA-RBAI**, 5(1). 2013.

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, n. 13, p. 3546-3558, 2014.

MONTGOMERY, D. C.; JENNINGS, C. L.; KULAHCI, M. Introduction to Time Series Analysis and Forecasting. 2<sup>o</sup> ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 469 p., 2008.

NASCIMENTO JÚNIOR, L.; SANT'ANNA NETO, J.L. Contribuição aos estudos da precipitação no estado do Paraná: a oscilação decadal do Pacífico - ODP. **RA'E GA: o Espaço Geográfico em Análise**, v.35, n.2, p.314-343, 2016.

RIVERA, J. A.; MARIANETTI, G.; HINRICHS, S. Validation of CHIRPS precipitation dataset along the Central Andes of Argentina. **Atmospheric Research**, v. 213, p. 437-449. 2018.

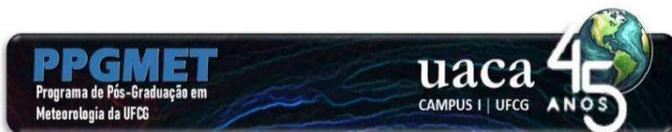
SANTOS, S. R. Q.; CUNHA, A. P. M. A.; RIBEIRO-NETO, G. G.: Avaliação de dados de precipitação para o monitoramento do padrão espaço-temporal da seca no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, Ano 15 – Vol. 25 – JUL/DEZ, 2019.

SOUZA NETO, P. F. D.; SAAD, S. I.; SILVA, J. M.; FREITAS, I. G. F. D.; LYRA, M. J. A. Evaluation of Cumulus Parameterization of the Regional Climate Model in the São Francisco River Basin. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 38, e38230073. 2023.

WANDERLEY, H. S. SEDIYAMA, G. C.; JUSTINO, F. B.; ALENCAR, L. P. D.; DELGADO, R. C. Precipitation variability in the 'Sertão' of San Francisco in the State of Alagoas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, n. 7, p. 790-795, 2013.

WILLMOTT, Cort J. On the validation of models. **Physical geography**, v. 2, n. 2, p. 184-194, 1981.

WILLMOTT, Cort J.; ROBESON, Scott M.; MATSUURA, Kenji. A refined index of model performance. **International Journal of climatology**, v. 32, n. 13, p. 2088-2094, 2012.



### **MUDANÇAS NA COBERTURA E USO DA TERRA E SEUS EFEITOS NA ENERGIA POTENCIAL CONVECTIVA DISPONÍVEL E PRECIPITAÇÃO NA SUB-BACIA DO SUBMÉDIO SÃO FRANCISCO**

Ewerton Cleudson de Sousa Melo<sup>1</sup>, Magaly de Fatima  
Correia<sup>2</sup>, Maria Regina da Silva Aragão<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Doutor em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba, Brasil.

<sup>2</sup>Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA), Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba, Brasil.  
(magaly\_correia@yahoo.com.br, silva\_aragao@yahoo.com.br)

---

## RESUMO

O papel da mudança na cobertura e uso da terra em relação ao balanço de energia e umidade da superfície é examinado. Alterações nas propriedades da superfície terrestre influenciam os fluxos de calor e umidade dentro da camada limite planetária, energia potencial convectiva disponível (CAPE) e precipitação. Simulações numéricas com o modelo RAMS, em condições atmosféricas sob a atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis, mostram que a precipitação convectiva na área da hidrelétrica de Sobradinho foi significativamente alterada como resultado de mudanças na paisagem. Os resultados mostram que a intensidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE) e de outras medidas do potencial para convecção aumenta em resposta à convergência dos ventos associados com a circulação desenvolvida localmente.

**Palavras-chave:** Caatinga, RAMS, Agricultura Irrigada, CAPE, Chuva Convectiva

---

# 1 INTRODUÇÃO

Este artigo tem como objeto de estudo o trecho denominado Submédio da bacia hidrográfica do rio São Francisco, situado na porção semiárida do Nordeste brasileiro. Atualmente a região é referenciada como um dos principais polos de produção e exportação de frutas do país. Contudo, o avanço do agronegócio em áreas do bioma caatinga remete a ponderações sobre questões contraditórias do ponto de vista ambiental. Ao mesmo tempo que a expansão agrícola representa um índice positivo de desenvolvimento econômico regional, sinaliza para necessidade de monitoramento de atividades que possam conduzir a processos de degradação irreversíveis.

Mudanças no uso e cobertura da terra podem influenciar a baixa atmosfera modificando propriedades da superfície terrestre que controlam a troca de energia, água e momento, e assim, afetam o clima local. O controle da umidade do solo em processos de evapotranspiração altera o equilíbrio de água e energia, influenciando a dinâmica da CLA (Camada Limite Atmosférica). São mecanismos inerentes ao ciclo de água e, portanto, determinantes no processo de formação de nuvens e precipitação convectiva (Daly et al., 2004; Konings et al., 2010; Yin et al., 2014).

Estudos anteriores, desenvolvidos com base em dados observacionais e simulações numéricas em alta resolução, detectaram a geração de um microclima local resultante da influência conjunta da construção do reservatório da hidrelétrica

de Sobradinho e da expansão da agricultura irrigada (Correia, 2001; Correia e Silva Dias, 2003; e Correia et al., 2006a, b; Melo, et. al., 2009). Os autores concluíram que o vento, a temperatura e a umidade do ar se destacaram entre os elementos climáticos com as variações mais significativas no período pós represa.

Neste estudo o modelo numérico RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) é utilizado para realizar integrações em alta resolução visando simular os efeitos da mudança na cobertura e uso da terra na energia convectiva disponível e variabilidade na chuva convectiva.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Características climáticas da região de estudo**

A sub-bacia hidrográfica Submédio São Francisco está situada entre Remanso e Paulo Afonso-BA (9°21'S, 38°15'W), região do Baixo São Francisco, que se estende até a foz, no Oceano Atlântico. No Médio, Submédio e em parte do Baixo São Francisco (Fig. 1). Se distingue por apresentar clima semiárido, com precipitação média anual entre 800 e 350 mm, temperatura média de 27°C, insolação média anual de 2800 horas e evapotranspiração média anual de 1550 mm (BRASIL, 2004; Rocha et al., 2022).

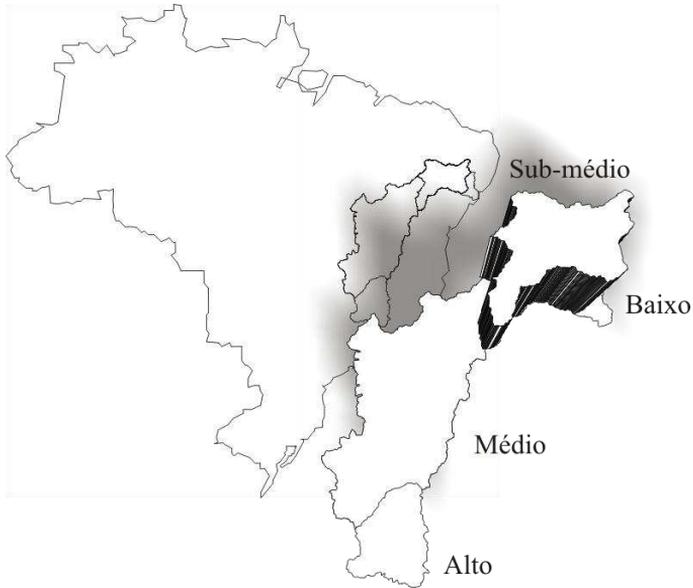


Figura 1. Localização geográfica do Submédio São Francisco

As condições atmosféricas da região são caracterizadas pela presença de ventos de sudeste e uma alta frequência de inversões térmicas de subsidência na baixa troposfera devido ao domínio da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), cuja intensificação tem início no final do outono e finda na primavera. Apesar de ser um fenômeno natural pode ser potencializado por ações antrópicas.

A subsidência associada a ASAS reduz o teor de umidade, a quantidade e profundidade das nuvens. A estação chuvosa tem início em novembro/dezembro e termina em março/abril (RAMOS, 1975; SILVA ARAGÃO et al., 1997;

BARBIERI, et al., 2017). Seu início está associado à atuação dos vórtices ciclônicos de altos níveis (KOUSKY e GAN, 1981) e à penetração de sistemas frontais austrais, e no final à migração para norte da Zona de Convergência Intertropical.

## **2.2 Estratégia e metodologia de modelagem**

O uso de modelos numéricos em escala regional elimina consideravelmente as limitações decorrentes da carência de dados observacionais. É notório que mesmo com o avanço na instalação de plataformas de coleta de dados em muitas localidades do Nordeste brasileiro, os registros ainda são insuficientes para análises meteorológicas e hidrológicas a nível local e regional.

O modelo RAMS na versão 6.0, é a principal ferramenta de análise utilizada neste estudo. É um modelo de área limitada desenvolvido a partir de um modelo de mesoescala (PIELKE, 1974; COTTON et al., 2003, PIELKE, 2013) e de um modelo de nuvens (TRIPOLI e COTTON, 1982). Inclui processos físicos em superfície, através de uma camada de solo e uma camada superficial com vegetação, processos turbulentos, parametrização da convecção cúmulos e dos processos de microfísica das nuvens, radiação de ondas curtas e ondas longas.

Em análises numéricas pressupõe-se a realização de várias etapas, que envolve a caracterização de esquemas de solo, vegetação e exigem uma série de intervenções no código do

modelo. Os aspectos mais relevantes das alterações feitas no desenvolvimento desse trabalho e que serviram de base para elaboração de cenários e construção dos experimentos numéricos, são descritos ao longo do texto.

As simulações foram feitas usando dois domínios numéricos aninhados com resolução horizontal de 8 km e 2 km, grades 1 e 2 respectivamente, ambas centradas em Petrolina-PE (9,4°S – 40,5°W), conforme ilustrado na Figura 2, enquanto um total de 50 níveis foram selecionados na vertical. O posicionamento das grades foi decidido em função da localização do lago de Sobradinho e dos principais perímetros de irrigação em áreas de Caatinga. As classes de uso do solo e os parâmetros biofísicos usados no esquema de vegetação podem ser vistos em Walko e Tremback, (2005).

O modelo foi integrado usando condições de contorno lateral e iniciais provenientes das reanálises do NCEP (National Centers for Environmental Predictions). Os dados de reanálise do NCEP são disponibilizados de 6 em 6 horas (00Z, 06Z, 12Z e 18Z), tem resolução espacial de 2,5 graus em latitude e longitude e 17 níveis de pressão na vertical, e abrangem todo o globo.

Os dados observacionais usados na validação dos experimentos numéricos foram de dois tipos: (a) dados diários de dados de ar superior da estação de altitude do INMET em Petrolina, e (b) medições em alta e baixa frequências de uma torre micrometeorológica situada em área de Caatinga

preservada em campos experimentais do Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semiárido (CPATSA) da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). O modelo foi integrado por um período de 72 horas (14 a 16 de março de 2005) em condições atmosféricas definidas pela atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN).

A escolha de um período cuja estrutura termodinâmica e dinâmica é típica de uma atmosfera sob a influência do centro do VCAN teve como objetivo garantir condições ambientais com ampla diversificação agrícola em áreas de Caatinga (culturas de sequeiro e agricultura irrigada), porém com pouca nebulosidade. Atividade convectiva intensa com desenvolvimento de nuvens profundas típicas do período chuvoso da região dificultaria a análise dos processos de troca de energia e água entre a superfície e a atmosfera e, conseqüentemente, prejudicaria uma avaliação mais precisa dos efeitos da degradação ambiental.

Com o objetivo de isolar os efeitos das mudanças na cobertura e no uso do solo foram realizados experimentos numéricos com e sem a influência do escoamento de grande escala. Nestes últimos, visando eliminar o efeito do vento sinótico e simular impactos das circulações desenvolvidas localmente, a atmosfera foi considerada em repouso no instante inicial, ou seja, as componentes do vento (zonal e meridional) foram igualladas a zero ( $u = v = 0$ ). Procedimento semelhante foi usado por Correia et al., (2006b).

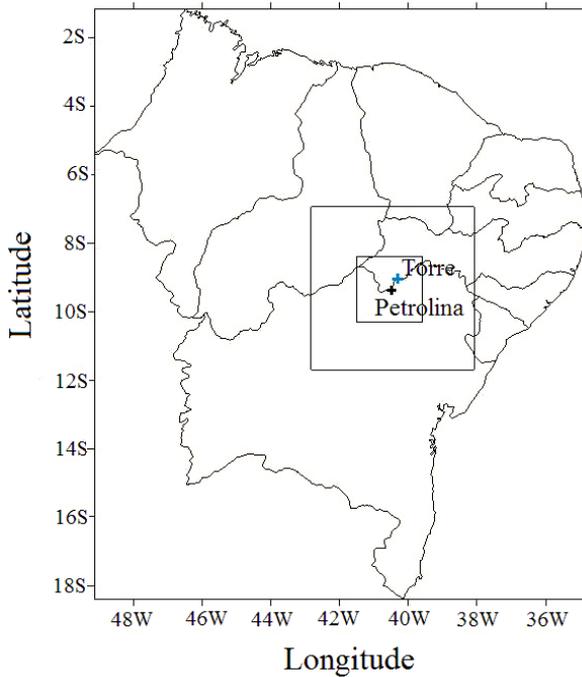


Figura 2. Domínio das simulações numéricas realizadas com as grades 1 (resolução de 8 km) e 2 (resolução de 2 km). A cruz em cor preta indica à localização geográfica da cidade de Petrolina (9,4°S – 40,5°W) e a cruz em azul mostra a posição da torre micrometeorológica do CPATSA/EMBRAPA.

Para simulação dos efeitos da cobertura do solo e processos de troca de energia superfície-atmosfera foram elaborados dois cenários considerando os quatro tipos de

cobertura da superfície conforme a ocupação do solo existente nos arquivos do modelo: água (Lago de Sobradinho), arbustos temporários (Caatinga), plantações (cultura de sequeiro e pastagem) e agricultura irrigada. Ou seja, cenário 1: denominado (ctg.pl.cl) baseado na cobertura vegetal sem influência antrópica e cenário 2: denominado. (ctg.irig.pl.cl), caracterizado pela inclusão dos perímetros públicos de irrigação, de acordo com informações extraídas de mapas de recursos hídricos da região.

No processo de inclusão e posicionamento dos perímetros irrigados foi utilizado um mapa da distribuição espacial da vegetação proveniente de saídas numéricas do RAMS, na versão 4a, geradas num estudo de impacto ambiental no entorno da represa de Sobradinho desenvolvido por Correia (2001). Segundo a autora, as informações geográficas das áreas agrícolas usadas como dados de entrada foram extraídas de um mapa de recursos hídricos da região semiárida publicado pelo Departamento Nacional de Obras contra as Secas (DNOCS).

O domínio numérico com a vegetação existente no modelo e a cobertura vegetal incluindo os perímetros públicos de irrigação conforme assimilados pelo modelo, é ilustrado na Figura 3a e 3b. A vegetação disponível no domínio numérico da grade 2 sem e com inclusão dos perímetros irrigados, pode ser vista nas figuras 3c e 3d.

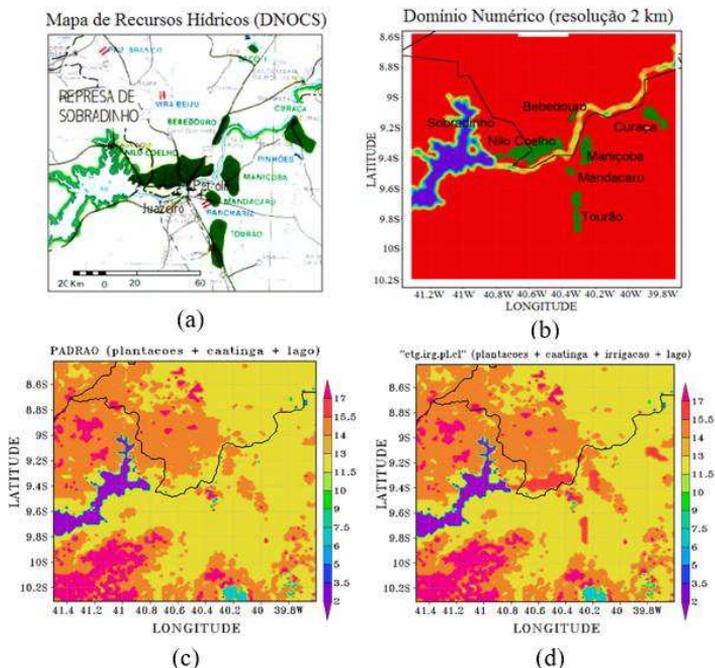


Figura 3. Mapa de Recursos Hídricos da região com uma visão parcial do lago de Sobradinho e dos perímetros públicos de irrigação no Submédio do Rio São Francisco (a); Domínio numérico com perímetros públicos de irrigação conforme assimilado pelo modelo RAMS (b), Vegetação do modelo (c) e Cobertura do solo incluindo vegetação irrigada (d). (Fonte: Modificado de Correia, 2001; Correia, et. al., 2006b).

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Perfis verticais da temperatura potencial, potencial equivalente e potencial equivalente de saturação, para os dias 14, 15 e 16 de março as 15 HL, são apresentados na Figura 4. Os perfis verticais do dia 14 de março (Fig. 4a) mostram uma atmosfera úmida e bem misturada entre a superfície e o nível de 1014 mgp.

As temperaturas, potencial e potencial equivalente são praticamente constantes com a altura ( $\partial q/\partial z=0$  e  $\partial q_e/\partial z=0$ ) entre a superfície e o nível de 900 hPa, determinando a profundidade da camada de mistura (CM).

O topo da CM coincide com a base da camada de inversão de subsidência caracterizada pelo afastamento acentuado entre as curvas de  $\theta_e$  e  $\theta_{es}$ . O ar nesta camada é menos úmido e condicionalmente estável (secagem atmosférica). A atmosfera também se encontra convectivamente instável ( $\partial e/\partial z < 0$ ) e condicionalmente instável ( $\partial \theta_{es}/\partial z < 0$ ) na camada entre a superfície e o nível de 900 hPa.

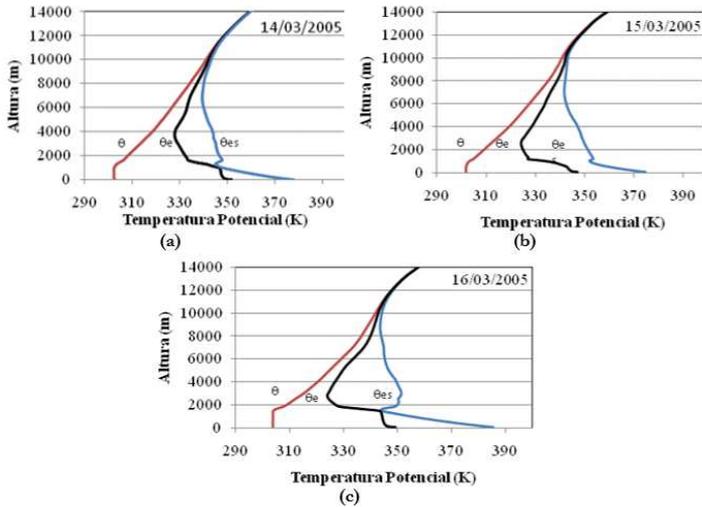


Figura 4: Perfis verticais de  $\theta$ ,  $\theta_e$  e  $\theta_{es}$ , obtidos com dados extraídos da simulação Caatinga, áreas irrigadas, plantações com lago (*ctg.irg.pl.cl*) realizada com o modelo RAMS: (a) dia 14; (b) dia 15 e (c) às 15 HL dia 16 de março de 2005. Fonte: Autor (2024).

A subsidência torna-se mais intensa e acentua a inversão térmica (maior estabilidade nos níveis médios) ao longo do período, tornando a atmosfera mais seca nos dias 15 e 16 de março (maior afastamento entre as curvas de  $\theta_e$  e  $\theta_{es}$ ). Outros mecanismos podem contribuir para essa intensificação se considerada a escala local. Normalmente após a passagem de sistemas convectivos precipitantes (influência do setor oeste do VCAN) ocorre um resfriamento nos baixos níveis, estabilização da atmosfera e queda na temperatura potencial equivalente.

A evolução temporal da CAPE e da precipitação convectiva acumulada em cinco localidades (P1, P2, P3, P4 e P5) representativas da ocupação do solo no domínio numérico é ilustrada na Figura 5. O ciclo diurno de aquecimento da superfície é facilmente detectado nas curvas da CAPE, que apresentam valores mais elevados entre 09:00 e 16:00 HL para as cinco localidades P1, P2, P3, P4 e P5, como pode ser visto na Figura 5a.

Os valores mais altos da CAPE são observados na localidade P1 representada pela linha preta e os mais baixos na localidade P5 indicada pela linha rosa. É interessante notar a relação inversa entre a CAPE e a precipitação convectiva acumulada (PCONV): enquanto a CAPE atinge seus valores mais altos em P1, onde a PCONV é mínima, seus valores mais baixos são observados em P5, onde a PCONV é máxima. Existe uma forte relação entre a temperatura da superfície e o tipo de cobertura vegetal. Ao mesmo tempo é inversamente proporcional à eficiência da precipitação (DONG et al., 2019).

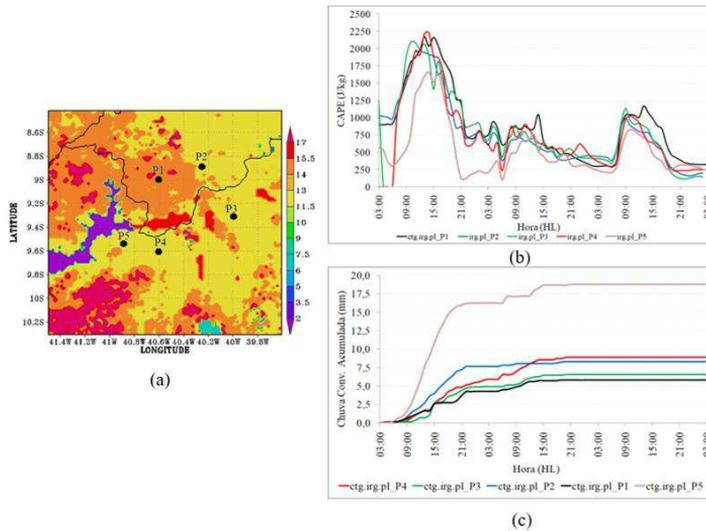


Figura 5. Distribuição espacial da vegetação e localidades selecionadas para o cálculo da energia potencial convectiva disponível (CAPE) e precipitação convectiva acumulada no domínio numérico do cenário *ctg.irc.pl.cl*. (a) Evolução temporal da CAPE (b) e Precipitação convectiva acumulada (c).  
 Fonte: elaborada pelo autor.

Esses resultados mostram que a umidade do solo pode afetar a precipitação convectiva de duas maneiras distintas. O aumento da umidade do solo aumenta a evapotranspiração, resfriando a superfície, mas ao mesmo tempo adicionando mais umidade à atmosfera. O resfriamento tende a reduzir a convecção e, portanto, reduzir a precipitação, mas a umidade adicionada aumenta a precipitação. Para Frye e Mote, (2010) a

CAPE é mais sensível a mudanças na umidade do que na temperatura. Nossos resultados confirmam em parte essa teoria.

Nesse estudo específico, verificamos que existe uma alta probabilidade de que essa relação seja modulada por outros fatores. Entre esses fatores, destacamos as circulações termicamente induzidas produzindo áreas de convergência e/ou divergência (movimentos ascendentes e descendentes) no domínio analisado.

A intensidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE) e de outras medidas do potencial para convecção aumenta em resposta à convergência dos ventos associados com circulações desenvolvidas localmente (Fig. 6). O movimento vertical nestas regiões representa um mecanismo importante na liberação da instabilidade potencial atuando como um gatilho para o início da convecção e o desenvolvimento de sistemas precipitantes. Por outro lado, a eficiência da precipitação também varia com o regime sinótico. Nesse estudo específico, a atuação do VCAN parece ter papel decisivo na atividade convectiva.

A Figura 6 apresenta a distribuição espacial da CAPE, resultante da diferença entre os experimentos com influência antrópica e sem influência antrópica (sem lago e sem áreas irrigadas).

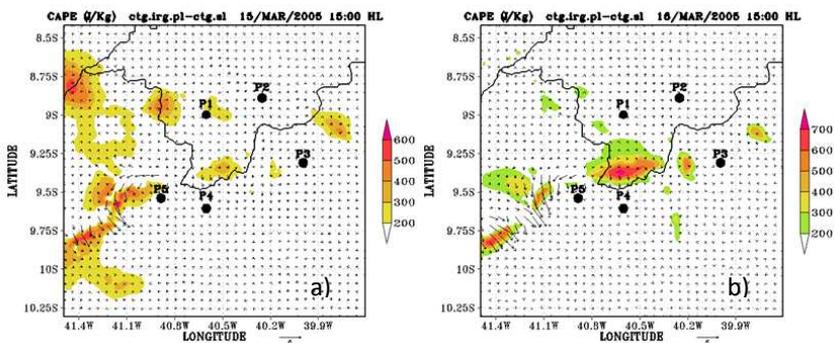


Figura 6. Configuração espacial da Energia Potencial Convectiva Disponível - CAPE (J/kg) no domínio da grade 2 (resolução de 2 km) às 15:00 HL resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl*: (a) 15 de março e (b) 16 de março. Fonte: Elaborada pelo autor.

Valores mais elevados de CAPE são observados na região do perímetro de irrigação Nilo Coelho, (40°23' e 40°50' de Longitude Oeste e 09°14' e 09°27' de Latitude Sul), atingindo 700 J/kg, associados com a alta taxa de evapotranspiração. Na borda sul do lago a elevação da CAPE, com valores em torno de 600 J/kg, deve-se em grande parte ao transporte de umidade proveniente do lago Sobradinho. Nessa região tem-se o acoplamento entre a brisa lacustre e os ventos de encosta (CORREIA, 2001; CORREIA et al., 2006b).

Diante das análises apresentadas nesse estudo é possível afirmar que mecanismos dinâmicos e termodinâmicos em

grande escala contribuíram de forma decisiva para distribuição vertical do vapor de água, variabilidade na CAPE e o desenvolvimento da precipitação convectiva no dia 14 de março (periferia oeste do VCAN). Ao mesmo tempo, os resultados também indicam que forçantes em superfície tem grande influência na CAPE da região. Esse efeito foi mais evidente nos dias 15 e 16 de março quando a região esteve sob a influência do centro do VCAN.

#### **4 CONCLUSÕES**

Os resultados obtidos neste estudo permitiram concluir que:

O aumento da evapotranspiração nas áreas irrigadas eleva consideravelmente o teor de umidade nos baixos níveis da atmosfera, reduz a temperatura e diminui a precipitação convectiva;

Mecanismos dinâmicos e termodinâmicos em grande escala foram determinantes na distribuição vertical do vapor de água, variabilidade na CAPE e desenvolvimento da precipitação convectiva;

Nossos resultados também indicam que a umidade transportada pelas circulações termicamente induzidas foi importante na geração da precipitação diurna particularmente em condições de solo mais seco;

Valores elevados da CAPE (energia potencial convectiva disponível) é uma condição necessária, mas não suficiente para ocorrência da chuva convectiva.

## **AGRADECIMENTOS**

Este trabalho é parte da pesquisa de doutorado desenvolvida pelo primeiro autor com o apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) através do Projeto CLIMUD (Processo CNPq 504189/2003-4). Os autores agradecem a Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudos para o primeiro autor.

## **REFERÊNCIAS**

ADEGOKE, J.O.; PIELKE SR., R.; CARLETON, A.M. Observational and modeling studies of the impacts of agriculture – related land use change on planetary boundary layer processes in the Central U.S. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.142, n.2, p.203-215, 2007.

BARBIERI L F P; CORREIA, M F; SILVA ARAGÃO, M. R. S.; VILAR, R. A. A; MOURA, Magna, M. S.B. Impact of Climate Variations and Land Use Change: a Mann-Kendall Application. **REVISTA GEAMA**, v. 3, p. 127-135, 2017.

BARNSTON, A.G.; SCHICKEDANZ, P.T. The effect of irrigation on warm season precipitation in the southern great plains. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.23, n.6, p.865-888, 1984.

CORREIA, M.F. **Impacto das ações antrópicas no clima do submédio do Rio São Francisco: um estudo numérico e observacional**. 181 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

CORREIA, M.F.; SILVA DIAS, M.A. F. Variação do nível do reservatório de Sobradinho e seu impacto sobre o clima da Região. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v.8, n.1, p.157-168, 2003.

CORREIA, M.F.; SILVA DIAS, M.A. F.; SILVA ARAGÃO, M.R. Soil occupation and atmospheric variations over Sobradinho lake área. Part One: An observational analysis. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.94, p.103-113, 2006b.

CORREIA, M F; SILVA ARAGAO, M. R.; PENAFORTE, A. G.; MEDEIROS, R. L. B. Characteristics of Atmospheric

Surface Ducts in the Brazilian Semi-arid. ANUÁRIO DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS (UFRJ. IMPRESSO), v. 41, p. 375-381, 2018.

COTTON, W., PIELKE SR., R., WALKO, R. *et al.* RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorol Atmos Phys* **82**, 5–29 (2003). <https://doi.org/10.1007/s00703-001-0584-9>  
Daly, E., A. Porporato, and I. Rodriguez-Iturbe (2004), Coupled dynamics of photosynthesis, transpiration, and soil water balance. Part I: Upscaling from hourly to daily level, **J. Hydrometeorol.**, **5**(3), 546–558, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0546:CDOPTA>2.0.CO;2.

DONG, W., LIN, Y., WRIGHT, J. S., XIE, Y., YIN, X., & GUO, J. (2019). Precipitable water and CAPE dependence of rainfall intensities in China. **Climate Dynamics**, **52** (5-6), 3357–3368. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4327-8>

GUERRERO, V.V.U. **Características das circulações locais em regiões metropolitanas do Chile Central**. 118 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

KONINGS, A. G., G. G. KATUL, AND A. PORPORATO (2010), The rainfall-no rainfall transition in a coupled land-convective atmosphere system, **Geophys. Res. Lett.**, **37**, L14401, doi:[10.1029/2010GL043967](https://doi.org/10.1029/2010GL043967)

KOUSKY, V.E.; GAN, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v.33, p. 538-551, 1981.

MELO, E. C. S; CORREIA, M F; SILVA ARAGÃO, M. R. S. Expansão Agrícola em Áreas de Caatinga: Avaliação Numérica com o RAMS. *Ciência e Natura*, v. V. Esp, p. 277-280, 2009.

Melo, E.C.S. Simulações Numérica das Interações Biosfera-Atmosfera em Área de Caatinga: Uma Análise Da Expansão Agrícola Em Ambiente Semiárido. Campina Grande: UFCG, 2011. 137p. Tese Doutorado.

PIELKE, R.A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. New York: Academic Press, 612p., 1974.

RAMOS, R.P.L. Precipitation characteristics in the Northeast Brazil dry region. **Journal of Geophysical Research**, v.80, n.12, p.1665-1678, 1975.

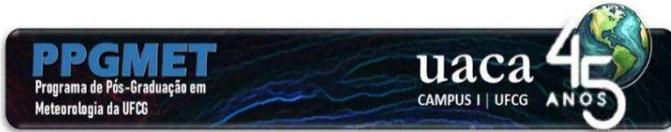
Rocha. L. H. Da Silva, D. F.; Kayano, M. T.; Bonfim, O. E. Homogeneidade, Eventos Extremos E Suas Causas Climáticas: Bacia Hidrográfica Do Rio São Francisco. **Revista Brasileira De Meteorologia**, V. 37, P. 1-22, 2022

TRIPOLI, G.J.; COTTON, W.R: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. **Journal of Atmospheric Research**, v.16, p.185-220, 1982.

WALKO, R.L. *et al.* Coupled atmosphere–biophysics–hydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v.39, n.6, p.931-944, 2001.

WALKO, R.L.; TREMBACK, C.J. Modifications for the transition from LEAF-2 to LEAF-3. Boulder, ATMET, LLC, ATMET Technical Note, n.1, 2005.

YIN, J., A. PORPORATO, AND J. ALBERTSON (2014), Interplay of climate seasonality and soil moisture-rainfall feedback, **Water Resour. Res.**, **50**, 6053–6066, doi:[10.1002/2013WR014772](https://doi.org/10.1002/2013WR014772).



### **ANÁLISE DO CICLO DIURNO DA ALTURA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA AMAZÔNICA E TROCAS ENERGÉTICAS EM MESES CONTRASTANTES**

Luana dos Santos Ferreira<sup>1</sup>, Limara Katharina de Aguiar  
Silva<sup>1</sup>, Clênia Rodrigues Alcântara<sup>1</sup>, Heitor Alves de  
Souza Santos<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA),  
Universidade Federal de Campina Grande (UFCG),  
Campina Grande, Paraíba, Brasil.  
(luaferreira0211@gmail.com, limarakath@gmail.com,  
clenia.rodrigues@professor.ufcg.edu.br,  
heitor.alves@estudante.ufcg.edu)

---

## RESUMO

A Camada Limite Planetária (CLP) surge como uma região-chave no estudo do comportamento atmosférico devido às suas características de sentir e ser influenciada diretamente pelos efeitos promovidos pela superfície terrestre, determinando assim a dinâmica climática regional e global. Visto sua importância, objetivou-se com esse estudo aprofundar os conhecimentos sobre a complexa dinâmica existente entre a superfície e CLP na região amazônica através de análises dos fluxos radiativos, de energia e da Energia Cinética Turbulenta (ECT), em dois períodos distintos (seco e chuvoso). O estudo conduzido foi realizado a 70 km na região metropolitana de Manaus, Brasil, na cidade de Manacapuru (latitude  $-3,2^{\circ}\text{S}$ , longitude  $-60,6^{\circ}\text{W}$ ), no estado do Amazonas. Os dados analisados fazem parte do programa *The Atmospheric Radiation Measurement (ARM)* dentro da Bacia Amazônica. Com base nos resultados deste estudo foi possível concluir que a CLP apresentou as menores profundidades em janeiro relacionado ao período convectivo e maiores profundidades (tanto para a CLE quanto a CLC) durante o período seco em razão da ocorrência de forte turbulência no intervalo diurno e noturno. No período chuvoso, observou-se uma redução dos fluxos radiativos, com maior predominância de fluxos de calor latente (máximo de  $350 \text{ W/m}^2$ ) e menor de calor sensível (máximo de  $100 \text{ W/m}^2$ ) devido às precipitações. Com relação a ECT foi verificado uma maior magnitude no período chuvoso. Em suma, este estudo permitiu aprofundar a compreensão das trocas energéticas entre a superfície e a CLP na região amazônica em diferentes períodos, fornecendo insights valiosos para melhoria da previsão numérica de tempo, dispersão de poluentes e demais aplicações que se utilizam desses processos.

**Palavras-chave:** Altura da Camada Limite Planetária, Balanço de Radiação, Balanço de Energia, Energia Cinética, Amazônia

---

# 1 INTRODUÇÃO

A Camada Limite Planetária (CLP) é a camada mais baixa da troposfera onde o vento é influenciado pelo atrito com a superfície e cuja profundidade não é constante. Entre a superfície da terra e a troposfera livre ocorrem, através da CLP, as trocas de momentum, água, calor e poluentes do ar (Guo et al., 2016). Com isso, a CLP vem sendo estudada há algumas décadas na tentativa de se entender sua evolução, suas características e sua participação na distribuição dos poluentes que a compõem.

Dessa forma, segundo Baklanov et al. (2011), uma representação correta da CLP é crucial para diferentes tipos de estudos, como o estudo da qualidade do ar, a evolução nas técnicas agrícolas, previsão numérica do tempo e a modelagem climática. Quanto a previsão do tempo, é importante conhecer a evolução da CLP (Dabberdt et al., 2004; Allabakash et al., 2020; Souza et al., 2023), pois a propagação da turbulência na CLP desempenha um papel importante na evolução de fenômenos atmosféricos mais baixos, como o desenvolvimento de tempestades convectivas e difusão e transporte de poluição (Boadh et al., 2016; Oliveira, 2022). Oliveira et al. (2020) determinaram mudanças significativas no fluxo de momento, calor sensível e latente induzido por tempestades na floresta amazônica.

De acordo com Santos e Fisch (2007), para compreensão da estrutura e processos físicos e dinâmicos que

acontecem no interior da Camada Limite Convectiva (CLC), é importante o conhecimento da sua profundidade, sendo esta uma das variáveis mais importantes de se conhecer e prever. Além disso, segundo Neves e Fisch (2015), a altura da CLP é uma característica importante desta camada, pois também estabelece o volume onde a fonte de poluentes pode se dispersar, sendo assim uma importante variável para a modelagem de dispersão atmosférica.

Devido às dificuldades em fazer medições contínuas da altura da CLP, especialmente em áreas remotas, o avanço de ferramentas computacionais, particularmente na área de Micrometeorologia, tem se tornado cada vez mais uma alternativa poderosa. Hoje, a altura do CLP pode ser determinada por meio de radiossondas ou instrumentos de sensoriamento remoto (LIDAR Doppler, SODAR, ceilômetro) e, mais recentemente, a partir de dados de reanálise como ERA5 (Carneiro et al., 2021; Dias-Junior et al., 2022; Souza et al., 2023).

Segundo Dang et al. (2019), há uma necessidade de mais trabalhos para a Camada Limite Estável (CLE), na CLC e durante os períodos de transição do início da manhã e do final da tarde. A velocidade do vento e o balanço de energia ao longo da CLP durante o período seco na região da Amazônia ainda não foram muito bem estudados, e conforme Macedo e Fisch (2018), apesar da importância da irradiância solar, os estudos que

quantificam o fluxo de radiação solar que atinge a superfície ainda são poucos.

Durante o dia, as trocas de energia que induzem a turbulência na CLP são geradas e mantidas pela produção térmica e mecânica de Energia Cinética Turbulenta (ECT). Durante a noite, a turbulência é amortecida devido à estratificação da atmosfera induzida pelo resfriamento radiativo da superfície. A ECT pode ser definida como a energia disponível para os processos turbulentos. Quanto maior o valor de ECT, maior a intensidade da turbulência. Cada termo de sua equação está relacionado com a geração/destruição e transporte de ECT dentro da CLP (Guerra, 2008; Puhales, 2011; Mahrt, 2015).

Este estudo tem o intuito de compreender as trocas energéticas nas interações entre superfície e CLP na região amazônica, para melhor conhecer a relação entre o ciclo diurno das alturas da CLP, os fluxos radiativos e de energia e a energia cinética turbulenta, em períodos distintos. Aqui iremos analisar um mês seco e outro chuvoso. Assim, objetiva-se aprofundar o conhecimento existente e entender mais da dinâmica e termodinâmica dos processos que ocorrem dentro da CLP amazônica, como subsídio para melhoria da previsão numérica de tempo, dispersão de poluentes e demais aplicações que se utilizam desses processos.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Área de Estudo**

O estudo foi realizado a 70 km na região metropolitana da cidade de Manaus, Brasil, no município de Manacapuru (latitude  $-3,2^{\circ}\text{S}$ , longitude  $-60,6^{\circ}\text{W}$ ), Estado do Amazonas (Figura 1), em uma região de pastagem, cercada por floresta. Segundo Martin et al. (2017), no experimento *Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon 2014–2015* (GoAmazon 2014-2015), a região de floresta do entorno juntamente com Manaus, serviram para avaliar e entender os efeitos das atividades humanas na qualidade do ar, no clima, nos ecossistemas terrestres e no clima em um contexto tropical.

### **2.2 Dados**

Os dados analisados foram obtidos como parte do programa *The Atmospheric Radiation Measurement* (ARM) dentro da Bacia Amazônica. O experimento GoAmazon 2014/2015 ocorreu entre 01 de janeiro de 2014 e 30 de novembro de 2015. As medições das principais variáveis foram feitas por meio de:

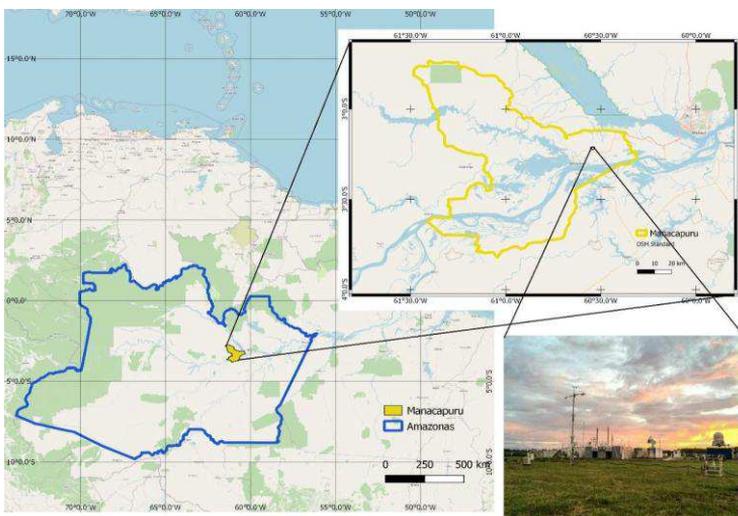


Figura 1. Área de estudo localizada na estação experimental GoAmazon 2014/2015, no município de Manacapuru.

- Estação Meteorológica Automática (EMA): As medidas foram feitas a cada minuto durante 24h para as variáveis da velocidade do vento à superfície, direção do vento, temperatura, umidade relativa, pressão barométrica e taxa de precipitação. Dependendo da localização geográfica, devido às condições vividas nesses locais, diferentes modelos e tipos de sensores podem ser usados para medir as variáveis essenciais. Neste trabalho, utilizou-se os dados de taxa de precipitação para a seleção dos dias analisados e os dados de velocidade de vento para a obtenção da ECT;
- Lançamento de Radiossondagens (RS): Foram feitos através de balão nos horários das 05:30 UTC (01:30 HL), 07:30

UTC (3:30 HL), 11:30 UTC (07:30 HL), 17:30 UTC (13:30 HL), 17:54 UTC (13:54 HL) e 23:30 UTC (19:30 HL) e forneceram medições in situ do estado termodinâmico da atmosfera, da velocidade e direção do vento. Neste estudo foram utilizados os dados das sondagens para construção dos perfis de temperatura potencial e temperatura potencial virtual, analisados nos meses representando o período seco (setembro) e chuvoso (janeiro) de 2015 nos horários 5:30 UTC e das 17:30 UTC, por serem os melhores horários para observar a CLE e a CLC, dentre os horários que estão disponíveis.;

- Ceilômetro a laser: Instrumento de sensoriamento remoto Vaisala modelo CL31, que mede a altura da base da nuvem, a visibilidade vertical e potenciais sinais de retroespalhamento por aerossóis, detectando até três camadas de nuvens simultaneamente. Este aparelho transmite pulsos quase infravermelhos de luz e o seu receptor detecta a luz espalhada de volta por nuvens e precipitação. Apesar de haver 3 medições distintas feitas por este instrumento, os dados apresentaram muitas falhas na 2° e 3° medição. Logo, foram considerados e utilizados apenas os dados da 1° medição para as análises;
- *Eddy Correlation System (ECOR)*: É um sistema de medição de fluxo de correlação de Foucault, o qual fornece medições a cada meia hora dos fluxos turbulentos superficiais de momentum, calor sensível, calor latente e dióxido de carbono. O ECOR usa a técnica de covariância de turbilhão, que envolve a correlação da componente vertical do vento com a componente

horizontal do vento, temperatura do ar, densidade do vapor de água e densidade do CO<sub>2</sub>;

- *Surface Energy Balance System (SEBS)*: Consiste em radiômetros solares e infravermelhos em um radiômetro líquido, um sensor de umidade e medidas de temperatura, umidade e fluxo de calor no solo. As medições deste sistema permitem comparação dos fluxos de calor sensíveis e latentes do ECOR com a energia disponível (equilíbrio de energia superficial) e fornecem informações sobre a umidade dos sensores para fins de qualidade de dados.

Os dados do ceilômetro, ECOR, SEBS e ECT são mostrados para os dias selecionados através da média e seus desvios padrão, para cada mês analisado.

Todos os dados do experimento aqui utilizados têm acesso público e estão disponíveis no site do ARM ([www.arm.gov/research/campaigns/amf2014goamazon](http://www.arm.gov/research/campaigns/amf2014goamazon)), de acordo com os tipos de instrumentos/medidas a quem desejar obtê-los.

Para a seleção dos dias analisados, observaram-se aqueles cuja precipitação ocorreu no mínimo com 2 horas de antecedência do horário das sondagens para que não houvesse interferência na análise da altura da CLP. Foram analisados para o mês chuvoso (janeiro/2015), 16 dias sem ocorrência de precipitação próximo ao horário das 05:30 UTC (01:30 HL). São eles: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 14, 17, 18, 22, 23, 25, 26, 28 e 29. Também foram observados para a CLC, no horário próximo às 17:30 UTC

(13:30 HL), apenas 5 dias sem precipitação. São eles: 3, 7, 12, 13 e 21. Para setembro/2015, mês seco considerado, foram analisados 14 dias sem ocorrência de precipitação próximo ao horário das 05:30 UTC (1, 2, 3, 7, 8, 9, 12, 13, 15, 16, 18, 21, 23 e 28) e para o horário próximo às 17:30 UTC, foram observados 15 dias sem precipitação (1, 4, 5, 9, 10, 11, 14, 16, 17, 18, 20, 22, 24, 28 e 30).

### 2.3 Metodologia

Para a análise da altura da CLP, a partir do método das parcelas, foram utilizados os dados obtidos pela radiossonda e calculados os valores da temperatura potencial ( $\theta$ ) (Eq.1) e da temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ ) (Eq. 2).

$$\theta = T \left( \frac{P_0}{P} \right)^{0,286} \quad (\text{Eq.1})$$

$$\theta_v = \theta(1 + 0,61r) \quad (\text{Eq. 2})$$

em que  $\theta$  é a temperatura potencial,  $\theta_v$  é a temperatura potencial virtual, T é a temperatura em Kelvin (K), P0 é a pressão de referência (1000 hPa), p é a pressão atmosférica em determinado nível e R é a constante universal dos gases.

Uma vez obtidas as alturas da CLP através do método das parcelas e das radiossondagens, foi possível comparar estes valores com os valores das alturas estimadas pelo ceilômetro.

Com estas informações foi possível analisar e entender um pouco mais do ciclo diurno da altura da CLP amazônica em meses distintos, quanto a quantidade de precipitação.

Na sequência, foi feita a análise dos balanços de radiação e de energia com intuito de observar como se comportaram seus principais componentes sobre a região da Amazônia, para assim comparar suas ocorrências com a variação na altura da CLP nos períodos observados e tentar entender um pouco dos processos que estão contribuindo para estas diferenças e variações.

Por fim, também foi feita a análise da Energia cinética turbulenta (ECT). A ECT pode ser definida pela seguinte equação:

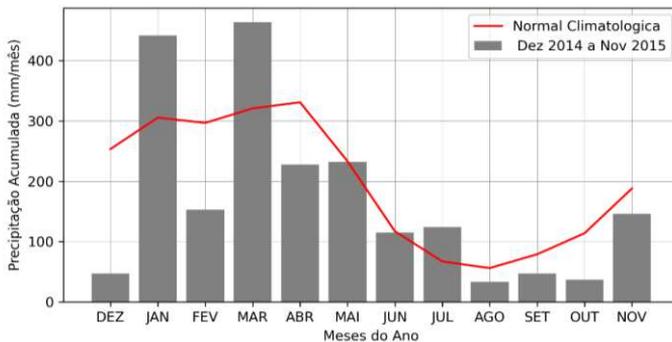
$$ECT = \frac{1}{2} u_i'^2 \quad (\text{Eq. 3})$$

em que o primeiro termo da equação é a ECT por unidade de massa e o segundo termo refere-se à soma das variâncias da velocidade do vento. Tudo isso dividido por dois. A equação 3 descreve, de forma sucinta, os processos físicos que geram turbulência.

### **3 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

#### **3.1 Precipitação**

Um dos objetivos deste estudo foi identificar o comportamento dos processos de turbulência atmosférica, através da altura da CLP, e relacionar com as trocas energéticas durante as estações seca e chuvosa. Para isso, foram separados dois meses para representar ambas as estações, tendo como referência a precipitação acumulada (Figura 2). Janeiro/2015 e setembro/2015 foram os meses escolhidos referentes a estação chuvosa e seca, respectivamente, visto que, segundo os dados observados, o mês de janeiro foi o de maior ocorrência de precipitação, com 409,5 mm, e o mês de setembro foi o de menor ocorrência de precipitação para o período seco de 2015 com 7,9 mm.



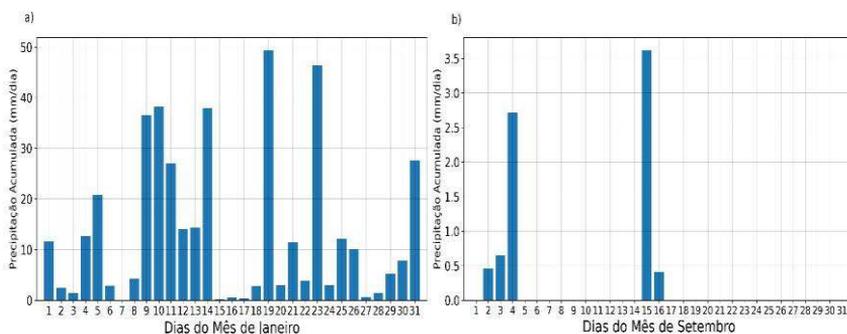


Figura 2. Precipitação acumulada mensal entre dezembro/2014 e novembro/2015 (painel superior) e a) Precipitação acumulada diária de janeiro/2015 (painel inferior esquerdo) e b) setembro/2015 (painel inferior direito).

O painel superior da Figura 2 evidencia a precipitação acumulada para o ano 2015. É possível analisar que os meses de maior atividade convectiva (janeiro e março) ultrapassaram significativamente a média climatológica observada para os meses em questão, enquanto os meses de menor atividade convectiva ficaram abaixo. Entretanto, a precipitação total em 2015 foi significativamente abaixo em comparação com o ano anterior (cerca de 30%). Foi registrada uma precipitação de 1.764mm, um valor muito inferior à normal climatológica. Esta redução está relacionada à ocorrência do evento El Niño Oscilação Sul (ENSO) (ECMWF, 2017; Macedo e Fisch, 2018; Newman *et al.*, 2018; Carneiro e Fisch, 2020) que, para o período em análise, estava em sua fase intensa. É durante a fase

intensa do El Niño que são registrados as maiores amplitudes da camada limite planetária em virtude da maior incidência de radiação solar e elevação da temperatura (Fisch *et al.*, 1998; Souza *et al.*, 2023).

Analisando os acumulados diários de precipitação (painéis inferiores da Figura 2), observa-se uma diferença na distribuição de chuva entre as estações, sendo registrado no mês de janeiro ocorrência de precipitações em quase todos os dias, com um volume de chuva variando entre 1,4 mm e 49,4 mm nos dias 15 e 19, respectivamente. Esse comportamento é diferente do que foi observado no mês mais seco (setembro), em que foram registrados menores volumes de precipitação, com muitos dos dias sem chuva (0 mm) e uma maior ocorrência chegando a no máximo 3,6 mm no dia 15.

### **3.2 Altura da Camada Limite Estável**

Durante a noite ocorre a formação da CLE com o resfriamento da superfície após o pôr do sol, não havendo, portanto, a participação direta da radiação solar na formação da turbulência. Nesta seção foi observada a altura da CLE obtida através dos perfis de  $\theta$  e  $\theta_v$  das radiossondagens para o horário aproximado de 1:30 HL (5:30 UTC) e somente para os dias sem precipitação ocorrida próxima a esse horário.

Dos 30 dias do mês de setembro de 2015, apenas 14 dias foram utilizados para análise da altura da CLP. A menor

altura da CLP neste mês foi de aproximadamente 389 m e a maior altura de 1609,5 m para os dias 08 e 13, respectivamente, como pode ser visto na Tabela 1. A média da altura da CLP para o mês de setembro foi em torno de 843,5 m, valor relativamente inferior quando comparado a média das alturas observadas em outros estudos para o mesmo mês (Carneiro *et al.*, 2016; Carneiro *et al.*, 2018; Carneiro e Fisch, 2020; Souza *et al.*, 2023). Segundo Souza *et al.* (2023), a altura da CLP, no período seco, varia entre 1600 m e 1700 m. Para o dia 13, também foi observada a segunda menor CLE com topo de 126,3 m. Para o dia 08, se observou uma das maiores alturas para a CLE, que atingiu 242 m.

Para este mês, alguns dias (08, 12, 15 e 16) apresentaram ocorrências de instabilidades na camada superficial (não mostrado), sendo os dias 15 e 16 os que apresentaram uma maior e mais evidente instabilidade. Essa instabilidade durante o horário observado, pode estar associada a influência de circulação do tipo brisa entre área de floresta e área desmatada. O mesmo padrão de comportamento é observado nos resultados de estudos feitos com dados observados por Barbosa (2018) para mesma área e por Silva (2017), para região de Fortaleza.

Tabela 1. Altura da CLE e CLP para os dias analisados no mês seco (setembro/2015) e no mês chuvoso (janeiro/2015).

<b>Mês Seco</b>			<b>Mês chuvoso</b>		
<b>Dia</b>	<b>CLE (m)</b>	<b>CLP (m)</b>	<b>Dia</b>	<b>CLE (m)</b>	<b>CLP (m)</b>
<b>1</b>	169,4	1177,8	<b>1</b>	750	1300
<b>2</b>	196,6	510	<b>2</b>	200	247
<b>3</b>	155	821	<b>3</b>	400	700
<b>7</b>	326,7	750	<b>4</b>	250	-
<b>8</b>	242,1	389,9	<b>5</b>	250	-
<b>9</b>	264,8	1336,3	<b>6</b>	360	600
<b>12</b>	140,8	657,3	<b>7</b>	510	-
<b>13</b>	126,3	1609,4	<b>14</b>	-	-
<b>15</b>	177,5	1169,8	<b>17</b>	-	-
<b>16</b>	207,5	584,9	<b>18</b>	480	-
<b>18</b>	147	629,3	<b>22</b>	480	1100
<b>21</b>	308,4	793	<b>26</b>	200	-
<b>23</b>	225,4	602,8	<b>28</b>	250	-
<b>28</b>	122,8	777,1	<b>29</b>	250	500

Ainda no mês de setembro, a CLE mais rasa ocorreu no dia 28 alcançando a altura de aproximadamente 122,8 m, e a mais profunda ocorreu no dia 7, atingindo o topo com 326,7 m. Os resultados encontrados para a altura do CLE para o mês em análise foram semelhantes aos relatados por Carneiro e Fisch (2020), que em seus estudos encontraram valores de CLE variando entre 250 m e 350 m. Já Neves e Fisch (2011) chegaram a alturas menores variando entre 150 m e 329 m.

Os perfis para os dias 3, 15, 16 e 21 não mostraram CR bem definida, logo não foi possível observar uma forte

neutralidade nesta camada. Acima da CR, observou-se a AL, com  $\theta$  e  $\theta_v$  aumentando com a altura. Para os dias analisados não foi possível identificar a ocorrência da CI, porém com relação a profundidade da CR, pode-se observar uma grande variação entre os perfis com uma diferença de 1219 m entre a maior e menor altura.

Analisando os 31 dias do mês de janeiro, em 16 dias não ocorreu precipitação próximo ao horário da sondagem, porém aqui só serão utilizados 14 dias porque ocorreu falha de dados em 2 dias da análise.

O período noturno da estação chuvosa apresentou perfis com alturas não tão bem definidas, fazendo com que houvesse dificuldades em se observar o topo da camada. Mesmo assim, foi possível observar uma CLE variando de 200 m (menor altura) a 750 m (maior altura) para os dias 2, 26 e 1, e uma CLP variando entre 247 m e 1300m nos dias 2 e 1, respectivamente. Também houveram dias que apresentaram instabilidade próximo a camada superficial, igualmente como ocorrido no período seco (dias 14 e 17). Os resultados obtidos para a altura do CLE no período chuvoso também foram similares aos reportados por Carneiro e Fisch (2020), entretanto o intervalo de altura encontrado por esses autores foi inferior, variando entre 180 m a 375 m. Com relação à altura da CLP, os valores variam entre 830 m a 1180 m. Souza *et al.* (2023) mencionam em seus estudos que, durante esse período, a altura da CLP atinge

aproximadamente 1200 m, valor que coincide com alguns dos dias analisados.

As sondagens de perfis com o topo da CR não tão bem definidas (dias 04, 05, 07, 18, 26 e 28) também mostraram uma CLE mais rasa com alturas chegando no máximo a 510 m. O dia 26 foi o único dia no qual foi possível observar uma pequena camada de neutralidade em aproximadamente 200 m.

Os perfis dos dias 01 e 22 se assemelham por estarem mais definidos entre os dias observados, apresentando uma camada estável próximo a superfície, com CLE e CR mais profundas em ambos os perfis, desenvolvendo-se até aproximadamente 1300 metros. Apesar de no dia 1 ocorrer a maior CLP com 1300m, no dia 22 ocorreu a CR com maior profundidade (620m) entre os níveis 480 e 1100 m. O dia 1 apresentou uma CR com 550 m de profundidade entre os níveis 750 e 1300 m.

Dos 14 dias analisados, para 8 não foi observada CR (dias 04, 05, 07, 14, 17, 26 e 28) e para o dia 2 observou-se a CR mais rasa entre 200 e 247 m, porém, diferente dos dois dias anteriormente citados, as camadas não estavam bem definidas no perfil de  $\theta$  e  $\theta_v$ .

Ao contrário também da estação seca, na estação chuvosa foi difícil definir as camadas observadas nos perfis. Se observou valores bem maiores da CLE próximo a superfície para o período chuvoso, já que para a estação seca, a maior altura da CLE foi de aproximadamente 326,7 m, enquanto para a estação

chuvosa a maior CLE foi de 750 m. Para a CR, verificou-se para estação seca uma altura chegando a aproximadamente 1609 m, ao passo que no período chuvoso seu máximo foi de 1300 m de profundidade.

Dos perfis analisados, pode-se observar que na estação seca, a CLE foi mais estável e mais rasa. Já a CLP no período noturno, para o período chuvoso, foi mais rasa em comparação a CLP do período seco. Estes resultados confirmam os resultados encontrados por Gasparetto (2011), Carneiro *et al.* (2016) e Carneiro e Fisch (2023) onde afirmam que a CLP na região da Amazônia, no período seco atinge maior profundidade por ser mais definida que o período chuvoso.

### **3.3 Altura da Camada Limite Convectiva**

Aqui serão mostrados os resultados obtidos referentes à altura e caracterização da Camada Limite Convectiva (CLC) observando suas subcamadas existentes (CS, CM e ZE) para o mês seco e chuvoso. Dos 30 dias do mês de setembro (seco), no horário das 13:30 HL para a CLC, em 15 dias não houve ocorrência de precipitação próximo ao horário da sondagem, porém apenas 14 dias foram utilizados para esta análise, pois apesar de não ter ocorrido precipitação próximo ao horário de lançamento, não houve registro de dados para o dia.

Em sua maioria, os perfis mostraram características distintas entre si, tendo uma menor altura (1003,3 m) ocorrendo

no dia 28 e uma maior altura (2469,2 m) ocorrendo no dia 22, como mostrado na Tabela 2. A média da altura da CLP para estes dias foi de 1797,3 m.

Tabela 2. Altura da CLC e CLP para os dias analisados no mês seco (setembro/2015) e no mês chuvoso (janeiro/2015).

<b>Mês seco</b>			<b>Mês chuvoso</b>		
<b>Dia</b>	<b>CLC (m)</b>	<b>CLP (m)</b>	<b>Dia</b>	<b>CLC (m)</b>	<b>CLP (m)</b>
<b>5</b>	1806,5	1909	<b>3</b>	939	978,8
<b>8</b>	1261,4	-	<b>7</b>	1090	1090,4
<b>9</b>	2188,5	2260,4	<b>12</b>	527	518
<b>10</b>	2146	2236	<b>13</b>	739	739,3
<b>11</b>	1570,7	1656	<b>21</b>	741	741
<b>14</b>	1294,2	1356,8			
<b>16</b>	1520,6	1571,7			
<b>17</b>	1465,7	1634,2			
<b>18</b>	1611,5	1662,8			
<b>19</b>	1616,5	1644,5			
<b>20</b>	1687,9	1911,9			
<b>22</b>	2301,5	2469,2			
<b>24</b>	1991,4	2057,5			
<b>28</b>	959,2	1003,3			

Na CLC de setembro/2015, se observa o período em que ocorreu a maior temperatura e automaticamente, o aquecimento máximo da superfície. Devido à superfície, no horário da tarde, está mais aquecida, as camadas de ar

atmosférico acima se aquecem rapidamente. Com isso, a temperatura potencial e potencial virtual diminuem com a altura, fazendo com que a CS esteja instável. Portanto, devido a ocorrência desta instabilidade nos perfis de  $\theta$  e  $\theta_v$  próximo a superfície, foi possível identificar a CS neste horário para todos os perfis analisados. Assim, foi possível identificar CS rasas para maioria dos dias, com a ocorrência de uma CS mais profunda apenas nos dias 9 e 24, chegando a 160,3 m e 103 m, respectivamente. Não foram observadas diferenças entre os dias quanto ao nível de instabilidade.

As CLC se diferenciam entre si ao longo dos dias, principalmente com relação à altura do seu topo. Por exemplo, tem-se a que se formou no dia 22, em que foi observada a maior profundidade entre as CLP, atingindo o nível de aproximadamente 2301 m. Ao passo que a CM mais rasa ocorreu no dia 28, no nível aproximado de 959 m.

Acima da CM, é visto a formação da ZE, ao qual ocorre as trocas mais acentuadas com a atmosfera livre, sendo observada a maior profundidade desta camada no dia 20, entre a altura de aproximadamente 1687 m e 1911 m. Enquanto nos dias 10, 11, 14, 16, 18, 19, 24 e 28 a ZE formou-se mais rasa, com espessuras chegando no máximo a 90 m. Porém, dos dias analisados, em um não foi possível identificar a ZE, dia 08.

Com isso, se observou que dos perfis analisados, a CLP obteve a sua máxima profundidade no dia 22, com o topo de aproximadamente 2469,2 m e sua menor profundidade ocorreu

no dia 28, com um topo chegando a 1003,3 m. Essa diferença de 1465,9 m pode ser explicada possivelmente devido a quantidade de energia que chegou à superfície no horário da tarde para estes dias, como será observado mais detalhadamente posteriormente.

Ao comparar os resultados obtidos com os observados em outros estudos, constatou-se que esses valores estão de acordo com os registrados para o local em análise. Carneiro e Fisch (2020) em seus estudos relataram uma altura máxima da CLC de aproximadamente 1925 m, enquanto Souza *et al.* (2023) encontraram valores entre 1600 e 1700 m.

Para a CLC observada em janeiro/2015, período chuvoso, foram analisados apenas 05 dias. Observa-se que os perfis para CLC ficaram mais definidos em comparação a CLE, tendo uma menor altura (527 m) ocorrendo no dia 12 e uma maior altura (1090 m) ocorrendo no dia 7. O dia com a maior altura (dia 7) foi o dia em que houve menor ocorrência de precipitação, assim como o dia que ocorreu a menor altura da CLP (dia 12) foi o dia com mais ocorrência de precipitação entre os dias analisados para CLC, isso talvez explique a formação rasa da CLP nesse período.

Assim como a CLC observada para estação seca, na estação chuvosa foi possível observar nos perfis de  $e$  e  $\theta$  e  $\theta_v$  uma fraca instabilidade ocorrendo próximo à superfície, podendo assim identificar a CS nos perfis. Contudo, para a estação chuvosa, os perfis indicaram a formação de uma CS bem menos instável que nos perfis da estação seca.

Os dois dias com menor altura da CLC (dia 12 e 13), foram os dias mais chuvosos dos dias analisados para CLC, dias estes em que não foi possível identificar facilmente a CS devido a pouca instabilidade próximo a superfície. Definindo assim que, para o período diurno quanto mais chuvoso o dia, menor é a possibilidade de se identificar a CS no perfil de  $\theta$  e  $\theta_v$ .

Acima da CS, observou-se a CM neutra na maioria dos dias analisados, assim como também se verificou uma ZE rasa em todos os dias, com a sua maior profundidade sendo vista no dia 03, entre os níveis de aproximadamente 940 e 1021 m, e menor profundidade observada no dia 12 com apenas 8 m de espessura.

Em geral, se pode observar que nos dias aqui analisados para estação chuvosa, os sistemas meteorológicos atuantes sobre a região estudada tiveram interação na formação da CLC e no desenvolvimento da altura da mesma, já que é possível verificar maiores alturas da CLC na análise dos dias da estação seca, corroborando com o estudo feito por Ribeiro et al. (2020), Carneiro e Fisch (2020) e Souza *et. al.*, (2023). Os autores observaram que durante o período de seu estudo, entre 2010 e 2017, houve um aumento da altura da CLP no mês representante da estação seca com precipitação abaixo de 100 mm, e no mês da estação chuvosa com precipitação total acima de 100 mm, a altura da CLP diminuiu. Carneiro e Fisch (2020) registraram uma profundidade máxima de cerca de 1069 m enquanto a

profundidade máxima verificada por Souza *et. al.*, (2023) foi de 1200 m.

### **3.4 Ciclo Diurno da Altura da CLP Amazônica**

A seguir, serão apresentados os resultados para o ceilômetro nos dias analisados tanto para o período noturno, CLE, quanto para o período diurno, CLC dos dois meses analisados (seco e chuvoso). Foi observado que as alturas estimadas pelo ceilômetro durante o período noturno, em sua maioria, foram subestimadas em comparação ao perfil de  $\theta$  e  $\theta_v$ , chegando a uma diferença de 128,9m (80% menor) no dia 13, ao passo que para o período diurno, observa-se que as alturas em sua maioria foram superestimadas, atingindo 1456,7m de diferença (59% maior) no dia 28, como mostra a Tabela 3.

Para o mês de janeiro, no período chuvoso, a presença de precipitação em todos os dias dificultou a análise dos dados. Na Tabela 4 são observadas as alturas estimadas por este instrumento. Observa-se que as alturas foram muito superiores quando estimadas pela análise dos perfis de temperatura potencial para os horários observados. Para os dias 05, 22, e 28 não houve registro de dados do ceilômetro no horário de 01:30 UTC, com ocorrência de registro apenas após as 02:00 UTC, ficando assim impossível observar a altura da CLP para estes dias.

Tabela 3. Alturas do topo da Camada Limite Planetária avaliadas para a temperatura potencial e ceilômetro durante o período noturno (CLE) e diurno (CLC) para os meses de setembro/2015 (seco) e diferença em porcentagem em que o ceilômetro subestimou/superestimou o perfil de temperatura potencial.

Dia	CLP Período Noturno			Dia	CLP Período Diurno		
	Perfil de $\theta$ e $\theta_v$ (m)	Ceilômetro (m)	Diferença em %		Perfil de $\theta$ e $\theta_v$ (m)	Ceilômetro (m)	Diferença em %
<b>1</b>	1177,8	1700	44	<b>5</b>	1909	1750	8
<b>2</b>	510	435	15	<b>8</b>	-	2330	-
<b>3</b>	821	100	88	<b>9</b>	2260,4	2500	11
<b>7</b>	750	130	83	<b>10</b>	2236	2400	7
<b>8</b>	389,9	1000	61	<b>11</b>	1656	2290	38
<b>9</b>	1336,3	170	87	<b>14</b>	1356,8	2030	50
<b>12</b>	657,3	145	78	<b>16</b>	1571,7	700	55
<b>13</b>	1609,4	320	80	<b>17</b>	1634,2	1520	7
<b>15</b>	1169,8	120	90	<b>18</b>	1662,8	1900	14
<b>16</b>	584,9	460	21	<b>19</b>	1644,5	2035	24
<b>18</b>	629,3	120	81	<b>20</b>	1911,9	2055	7
<b>21</b>	793	380	52	<b>22</b>	2469,2	2725	10
<b>23</b>	602,8	130	78	<b>24</b>	2057,5	2865	39
<b>28</b>	777,1	140	82	<b>28</b>	1003,3	2460	59

Tabela 4. Alturas do topo da Camada Limite Planetária analisadas para a temperatura potencial e ceilômetro durante o período noturno (CLE) e diurno (CLC) para o mês de janeiro/2015 e a diferença em porcentagem em que o ceilômetro subestimou/superestimou o perfil de temperatura potencial.

<b>CLP período Noturno</b>				<b>CLP período Diurno</b>			
<b>Dia</b>	<b>Perfil de <math>\theta</math> e <math>\theta_v</math> (m)</b>	<b>Ceilômetro (m)</b>	<b>Diferença em %</b>	<b>Dia</b>	<b>Perfil de <math>\theta</math> e <math>\theta_v</math> (m)</b>	<b>Ceilômetro (m)</b>	<b>Diferença em %</b>
<b>1</b>	1300	5140	80	<b>3</b>	978,8	6800	86
<b>2</b>	247	5130	95	<b>7</b>	1090,4	1600	32
<b>3</b>	700	4060	95	<b>12</b>	518	780	34
<b>4</b>	-	3510	-	<b>13</b>	739,3	1390	47
<b>5</b>	-	-	-	<b>21</b>	741	830	11
<b>6</b>	600	3640	89				
<b>7</b>	-	5040	-				
<b>14</b>	-	590	-				
<b>17</b>	-	4820	-				
<b>18</b>	-	5250	-				
<b>22</b>	1100	-	-				
<b>26</b>	-	4870	-				
<b>28</b>	-	-	-				
<b>29</b>	500	7620	94				

Verificou-se para os dias analisados que, diferente da estação seca, a maioria das alturas registradas estavam superestimadas em relação à observada para a temperatura potencial. Para o dia com maior altura para CLP no período

diurno, dia 07 com 1090 m, verificou-se uma diferença entre o ceilômetro e o perfil de temperatura potencial de 510 m (1600 m e 1090 m, respectivamente). Para o dia com menor altura, dia 12, observou-se a menor diferença de 262 m (780 m e 518 m, respectivamente), indicando que devido a essas diferenças no registro de altura da base de nuvem com ceilômetro durante o período chuvoso, esse método apresenta limitações tanto para o dia quanto para a noite, mostrando registros de alturas superestimadas em comparação às observadas no perfil de  $\theta$  e  $\theta_v$ , principalmente para o período noturno, como observado na Tabela 4.

Esses valores superestimados podem ter ocorrido devido a precipitação em todos os dias analisados, o que ocasionou uma atmosfera mais úmida e uma grande variação na temperatura próximo a superfície, dificultando assim as medições do instrumento.

Em sua maioria, as análises do ceilômetro para o período noturno foram subestimadas em comparação às alturas analisadas no perfil de  $\theta$  e  $\theta_v$ , sendo estes valores mais próximos das alturas esperadas para o período noturno. As análises para o período diurno mostraram-se em sua maioria com alturas superestimadas em comparação ao perfil de temperatura potencial, chegando a uma diferença de 1456,7 m entre ambas as análises para a CLC, e de 1289,4 m para a CLE. Essa análise para estação seca corrobora com estudo feito por Lopez-Coto *et al.* (2020) que, para a área metropolitana de Washington no mês

de fevereiro de 2016, também utilizando o ceilômetro, concluiu que a maioria das alturas analisadas no período noturno foram amplamente subestimadas.

Como já dito anteriormente, o ceilômetro mede a altura da camada, baseado na altura das nuvens. O aparelho emite seu feixe de energia em uma determinada frequência que chega até a nuvem. Na volta traz informações sobre a distância entre a superfície e o alvo (altura da base das nuvens), e possivelmente essa diferença entre as alturas estimadas no perfil de temperatura potencial e ceilômetro pode estar relacionada a ocorrência ou não de nebulosidade nos dias observados, assim como o tipo de nuvem ocorrendo no momento da medição.

Com base no princípio de medição do ceilômetro, essa diferença observada na estimativa de altura da CLP entre a temperatura potencial e o ceilômetro, pode ser analisada com mais detalhes em estudos futuros mostrando não só as dificuldades em fazer a estimativa correta, como também os motivos dessas diferenças entre ambas as análises. Neste estudo o foco não é o ceilômetro e para isto seria necessário mais tempo, entretanto algumas questões podem ser consideradas como a calibração do dispositivo, a atenuação do sinal em decorrência das gotículas de nuvens (Zhang *et al.*, 2022) entre outros fatores.

A Figura 3 mostra os dias analisados para a altura da CLP feita pelo ceilômetro, sendo observado que em alguns dias a altura mostrada foi bem acima da esperada para o horário, como visto no dia 8, onde se vê uma altura no horário da

sondagem do período noturno de aproximadamente 1000 m, enquanto no perfil de  $\theta$  e  $\theta_v$  foi observada uma altura de 389,9 m. Ao analisar o ciclo diurno da CLP capturada pelo ceilômetro para os dois períodos em estudo (seco e chuvoso), observou-se que foi durante o período chuvoso que foram registradas as maiores amplitudes de CLP, principalmente durante o período noturno registrando um máximo de 5000 m, enquanto no período vespertino o máximo foi de aproximadamente 3500 m, o que não condiz com a realidade. Isso mostra que a medição do ceilômetro foi superestimada, haja visto que para o período noturno, a CLP deveria ser menor por não estar chegando radiação à superfície.

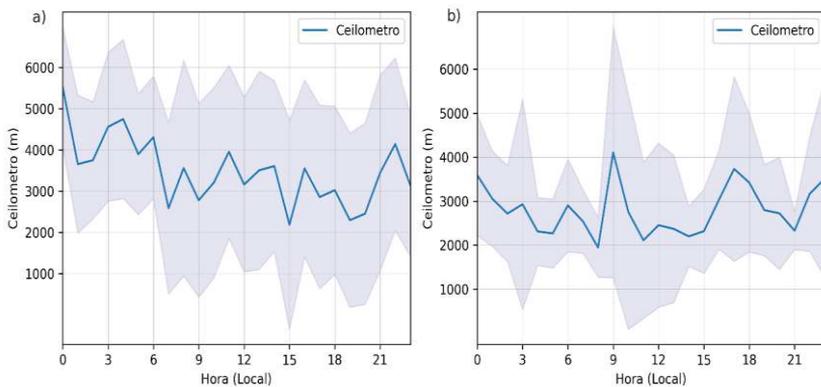


Figura 3. Altura da CLP obtida pelo Ceilômetro em janeiro/2015 (mês chuvoso) (a) e setembro/2015 (mês seco) (b).

### 3.5 Balanço de Radiação

De forma geral, o balanço de radiação da (Figura 4) descreve a interação entre o sistema Terra-Atmosfera, determinando a quantidade de energia que entra na terra e a quantidade que é perdida para o espaço. Ele resulta da interação das componentes de radiação de onda curta refletida para o espaço ( $K+$ , linha laranja), transmitida através do ar ( $K-$ , linha azul), da radiação de onda longa emitida para o espaço ( $I+$ , linha vermelha) e da radiação de onda longa difusiva ( $I-$ , linha verde). Cada componente reflete de forma diferente como a radiação interage com a atmosfera e a superfície. O Saldo de Radiação ( $Q^*$ , linha lilás) é o resultado final dessas iterações.

Todas as componentes do Balanço de radiação influenciam nos processos associados a ECT comentados anteriormente, uma vez que, ou reflete diretamente a radiação solar incidente que chega ou absorve e emite, aquecendo as camadas de ar adjacentes determinando assim as propriedades da CLP.

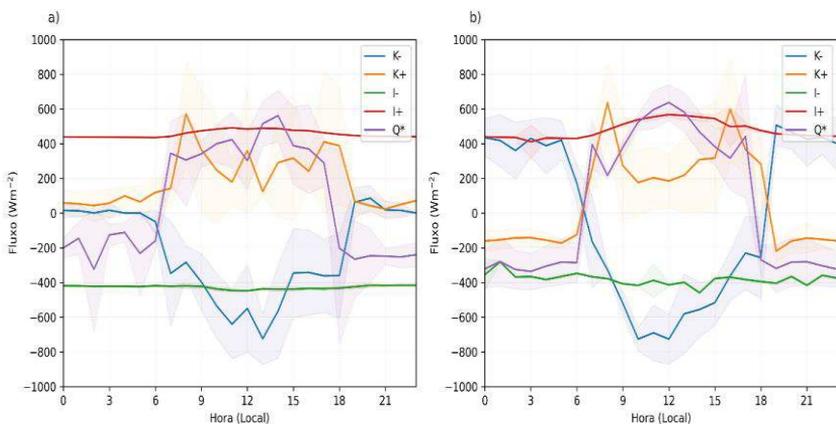


Figura 4. Balanço de radiação em (a) janeiro/2015 (mês chuvoso) e (b) setembro/2015 (mês seco).

Analisando o balanço de radiação para o mês chuvoso (janeiro/2015, Figura 4a) verifica-se que  $K^-$  tem seus maiores valores durante o dia em decorrência da presença de luz solar, registrando seu máximo um pouco depois de 12HL da tarde, com cerca de  $700 \text{ W/m}^2$  e no decorrer do dia, devido a atenuação da intensidade da radiação solar, essa componente começa gradualmente a diminuir seu valor um pouco depois das 18HL.

O  $K^+$  também possui seus valores mais elevados durante o dia, registrando o máximo entre 07HL e 08HL da manhã com aproximadamente  $590 \text{ W/m}^2$ , em seguida essa componente varia ao longo do dia (entre  $150 - 200 \text{ W/m}^2$ ) até às 18HL aproximadamente onde a partir daí registra valores iguais a  $0 \text{ W/m}^2$  ou muito próximos. Esses valores durante o período

diurno indicam que há bastante radiação de onda curta sendo refletida para o espaço dado que esse componente depende muito do tipo de cobertura da superfície.

Se observa na Figura 4a que a  $I^-$  está, durante todo o ciclo diurno, com valores em torno dos  $400 \text{ W/m}^2$ . A variação dessa componente depende muito das condições atmosféricas e da temperatura da superfície terrestre. Durante o dia, quando a superfície começa a aquecer, ela tem um leve ganho e durante a noite, devido ao processo de resfriamento, esse valor é um pouco mais baixo.

A radiação de onda longa emitida para o espaço ( $I^+$ ) possui um comportamento semelhante a componente  $I^-$ . Durante todo o ciclo diurno, ela está um pouco acima dos  $400 \text{ W/m}^2$  ou muito próximo. Durante o dia, a partir das 06HL da manhã tem um leve aumento até por volta das 18 HL onde volta a diminuir gradualmente.

Com relação ao saldo de radiação se observa que entre as 06HL da manhã às 18HL da noite o saldo de radiação é positivo indicando que a quantidade de OC que chega é maior que a quantidade de OL que sai, computando o máximo registrado entre as 12HL e 15HL da tarde com cerca de  $590 \text{ W/m}^2$ . Durante a noite, a situação mencionada se inverte indicando um saldo de radiação negativo, registrando o máximo entre 00HL e 03HL da madrugada com aproximadamente  $300 \text{ W/m}^2$ .

Com relação ao balanço de radiação no período seco (setembro/2015, Figura 4b) se verifica que a componente  $K-$  tem seu máximo entre os horários das 10 e 12h, com valores em torno de  $700 \text{ W/m}^2$ . Seus primeiros valores começam a aparecer por volta das 06hs da manhã e tem valores próximos a zero as 18hs. Observa-se que no período da noite, aparecem valores que chegam a  $400 \text{ W/m}^2$ . Certamente, são valores medidos erradamente pelo instrumento ou algum caso evento excepcional ocorrido. Não há registro da possível ocorrência junto aos dados.

A componente  $K+$  registrou valores máximos de  $600 \text{ W/m}^2$  em dois horários distintos, um no período da manhã e outro no período da tarde. Também são registrados valores a noite, o que não condiz com a literatura, dado que só é possível registrar valores para esta componente durante a presença do sol.

A componente  $I-$ , assim como no balanço anteriormente comentado, possui valores por volta dos  $400 \text{ W/m}^2$  tendo um ganho mais acentuado durante o período diurno, chegando a alcançar valores por volta dos  $590 \text{ W/m}^2$ , as 12HL da tarde aproximadamente. A partir das 18HL volta a diminuir. A componente  $I+$  possui mais variações ao longo do ciclo quando comparado ao balanço anterior, entretanto também varia por volta dos  $400 \text{ W/m}^2$  tendo um pico na madrugada por volta das 01HL.

É verificado que o  $Q^*$  para esse período é mais bem distribuído durante o intervalo compreendido entre às 06HL da manhã e às 18HL da noite, com máximo de registrado às 12HL

da tarde de  $600\text{W/m}^2$  aproximadamente. Durante o período noturno, o saldo de radiação teve menor variação quando comparado ao período chuvoso, em especial durante a madrugada, variando por volta dos  $300\text{ W/m}^2$ . O saldo de radiação é também a energia disponível para as conversões e para gerar os fluxos de calor sensível (H), latente (LE) e calor no solo (G).

Comparando os dois balanços é possível verificar que os desvios observados no período seco são menores quando comparado com o período chuvoso e os componentes possuem valores mais elevados em razão da quantidade de energia que chega e da temperatura da superfície terrestre.

### **3.6 Balanço de Energia**

A cobertura vegetal na superfície modifica o balanço de energia, que por sua vez, pode interagir com a Camada Limite Planetária, assim como também modifica a mesma. Por meio dos processos turbulentos, o fluxo de calor sensível e latente interagem com a baixa troposfera.

Portanto, para o balanço de energia foi analisado todos os dias utilizados nas análises da CLE e CLC (Figura 5) com o intuito de se observar como o balanço atuou no desenvolvimento da CLP. Durante os horários da CLE, por não haver radiação de onda curta (período noturno), pode-se observar que os fluxos de calor sensível e latente ficaram próximos a zero, assim também

como pode ser visto que durante o período diurno o balanço de energia foi semelhante, entre os dias analisados, no comportamento dos seus máximos com ocorrência sempre entre 11HL e 15HL.

Para os dias 13 e 22 em que os perfis tiveram a maior altura para CLE e CLC respectivamente, pode-se observar que os fluxos tiveram ocorrência semelhantes para o período diurno, com o maior fluxo de calor sensível ocorrendo próximo às 12 HL (16 UTC) para ambos os dias.  $R_n$  varia entre 655 e 710  $W.m^{-2}$ , sendo o menor valor para o dia analisado apenas para a CLE, dia 13, o qual no período da tarde deste dia teve ocorrência de precipitação próximo ao horário das 14HL. Neste dia também se observou uma queda no saldo de radiação e QH próximo a esse horário.

O dia 9 também foi um dia com altura significativa para a CLP (2260,4 m), observa-se um maior valor do  $R_n$  chegando a 720  $W.m^{-2}$  com seu máximo ocorrendo próximo às 14HL (17 UTC).

Para o dia de menor altura da CLC, 1003 m no dia 28, observa-se que durante o período da tarde, o fluxo de calor sensível foi alto (300  $W.m^{-2}$ ) em comparação a todos os dias analisados, incluindo os do período chuvoso, já que no período chuvoso os máximos foram de até 100  $W.m^{-2}$  para este fluxo.

Comparando os dois cenários de balanço de energia, observa-se que o G teve um valor mais elevado para o mês seco (Figura 5b), indicando que há mais radiação incidente e

descendente entrando nas camadas da superfície que saindo. O H também se sobrepôs nesse período com cerca de 290 W/m<sup>2</sup>, indicando que a maior parte da energia está sendo usada para elevar a temperatura. O calor sensível é uma das principais fontes de produção de ECT.

Durante o período chuvoso a curva de fluxo que se destaca é a do fluxo de calor latente com cerca de 210 W/m<sup>2</sup>, o que era de se esperar, indicando que agora a maior parte da energia está sendo usada na transformação da água. Durante o período seco, a componente que rege o balanço é o H e é possível observar que para esse período o R<sub>n</sub> é maior com aproximadamente 600 W/m<sup>2</sup> devido às componentes possuírem valores mais significativos quando comparados ao período chuvoso com cerca de 480 W/m<sup>2</sup>, respectivamente, e é durante o período convectivo que o LE é a principal componente que rege o balanço.

Os resultados encontrados para ambos os períodos em análise estão em conformidade com os valores registrados por Carneiro (2018), Carneiro *et. al.*, (2018) Carneiro e Fisch (2020) e que chegaram a essas mesmas conclusões.

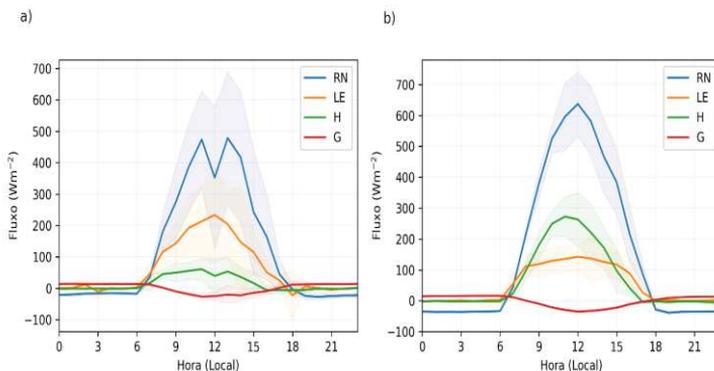


Figura 5. Balanço de Energia para (a) o mês de janeiro/2015 (mês chuvoso) e para (b) o mês de setembro/2015 (mês seco), contendo Fluxo de Calor no Solo (G – linha vermelha), Fluxo de Calor Sensível (H – linha verde), Fluxo de Calor Latente (QE – linha laranja) e o Saldo de Radiação (Rn – linha azul).

Durante a CLC de janeiro/2015, observou-se fluxos positivos durante a tarde, com as componentes chegando em seus máximos sempre entre 11h e 17h, porém com muita variação durante a tarde. O Rn variou entre 300 e 750  $W/m^2$ , com o menor valor sendo visto para o dia 5, assim como ocorrido na estação seca.

Para a segunda maior altura da CLP, ocorrida no dia 3 com 978,8 m, observou-se o Rn com seu máximo ocorrendo às 14 UTC (com 600  $W/m^2$ ), com uma diminuição dos fluxos após esse horário.

Para o dia 12, cuja CLP foi a menor observada (518 metros) durante o período diurno, se verificou um alto fluxo de energia ocorrendo no período da tarde com pico ocorrendo próximo às 15h. Também pode-se observar que nos dias 03, 12 e 13, observados para CLC, foi visto a ocorrência dos fluxos mais fracos, ao passo que para o dia 03 (segunda maior CLP), observou-se o fluxo um pouco mais forte entre estes três dias analisados.

Em comparação aos dias com maior altura da CLP, tanto para o período seco quanto para o chuvoso, pode ser visto que os fluxos foram semelhantes, com os maiores fluxos ocorrendo entre 10HL e 12HL (14 UTC e 16 UTC) para ambos os períodos, porém com fluxos variando com menores valores para o período chuvoso.

Diferente do período seco, nos gráficos aqui mostrados para o balanço de energia durante o período chuvoso, pode-se observar maior ocorrência dos fluxos de calor latente (LE) em comparação ao fluxo de calor sensível (H), mostrando que para o período aqui analisado ocorreu maior perda de calor, com fluxos positivo com mínimo de  $150 \text{ W/m}^2$  no dia 5 e máximo chegando até  $350 \text{ W/m}^2$  para o dia 3. Para o período seco, o LE atingiu o valor máximo de  $200 \text{ W/m}^2$ . Para o H, os máximos e mínimos variaram entre  $40 \text{ W/m}^2$  a  $100 \text{ W/m}^2$  no período chuvoso e para o período seco variou entre  $200 \text{ W/m}^2$  a  $380 \text{ W/m}^2$ .

Estes resultados comprovam estudo feito anteriormente por Oliveira *et al.* (2020), o qual observou na CM nublada, que as nuvens afetam o fluxo de calor sensível à superfície, aumentando o fluxo de calor latente devido a processos associados à chegada da frente de rajada ou diminuindo o fluxo de calor sensível devido ao transporte de ar frio de cima para a camada limite.

### 3.7 Energia Cinética Turbulenta

Como anteriormente mencionado, a ECT é a energia disponível para os processos. É durante o ciclo diurno, que se observa os maiores valores de ECT para os dois períodos analisados (seco e chuvoso).

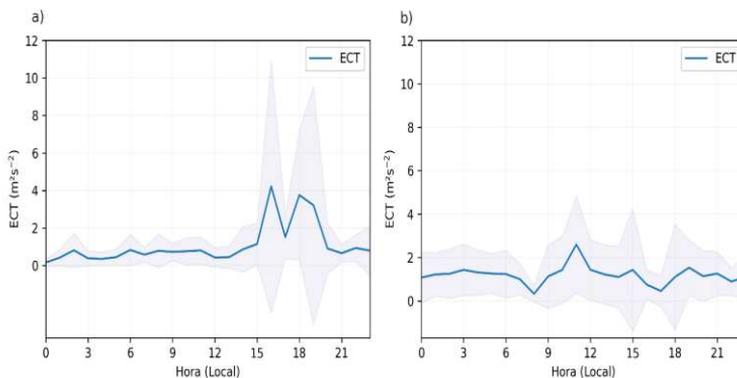


Figura 6. Energia cinética turbulenta (ECT) para o (a) mês de janeiro/2015 (mês chuvoso) e para o (b) mês de setembro/2015 (mês seco).

Durante o período chuvoso a ECT (Figura 6a), no intervalo compreendido entre 00HL da madrugada e 12HL da tarde varia entre  $0 \text{ m}^2/\text{s}^2$  e  $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ , tendo picos às 02HL da madrugada e 06HL da manhã aproximadamente, entretanto se mantem com  $0 \text{ m}^2/\text{s}^2$  ou muito próximo. A partir das 12HL da tarde, o valor da magnitude da ECT começa gradativamente a ganhar intensidade, atingindo seu primeiro pico às 16HL com cerca de  $4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ , em seguida volta a diminuir atingindo seu segundo pico às 18HL com cerca de  $3,8 \text{ m}^2/\text{s}^2$ , reduzindo até as 20HL da noite. Indicando que nesse intervalo analisado existiam turbulências significativas.

Analisando a ECT para o período seco, se observa um comportamento semelhante, porém durante o intervalo compreendido entre 00HL da madrugada e 07HL da manhã, o valor da ECT é maior, com cerca de  $1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ . A partir das 08HL da manhã aproximadamente tem sua primeira redução chegando a  $0 \text{ m}^2/\text{s}^2$  ou muito próximo. Em seguida ganha intensidade atingindo seu primeiro pico um pouco antes das 12HL da tarde com cerca de  $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ .

Comparando os dois gráficos é possível visualizar que durante o período diurno o valor de magnitude da ECT foi maior para o período chuvoso, assim como o desvio foi menor para

esse período, enquanto durante a noite/madrugada a ECT foi mais elevada para o período seco. Isso pode estar relacionado a combinação de processos atmosféricos e dinâmicos que ocorrem durante eventos de precipitação. Durante o período seco, a geração de ECT se dá em virtude da radiação solar incidente.

A ECT por sua vez promove energia suficiente para manter a turbulência associada a CLC observada na CLP que atinge sua maior altura durante a tarde. Enquanto no período noturno, a partir das 18h da noite aproximadamente, se observa, que as componentes de OC chegam a zero ou muito próximos, devido à ausência de radiação solar, restando apenas as componentes de OL que contribuem para a manutenção do saldo de radiação; e se nota no gráfico da ECT que é durante esse horário, que a ECT disponível para os processos turbulentos já se encontra em  $0 \text{ m}^2/\text{s}^2$  ou muito próximos. Se observa nesse intervalo a CLE, que é marcada pela estratificação da atmosfera.

#### **4 CONCLUSÕES**

A altura da CLP é um importante parâmetro na pesquisa da camada limite planetária, e as estimativas precisas da mesma são fundamentais para muitas aplicações ambientais.

Neste trabalho, procurou-se analisar as interações da turbulência e balanço de energia na altura da CLP, dentro da região da Amazônia (Manacapuru), para o ano de 2015, por meio da análise de um banco de dados fornecidos pelo projeto GoAmazon. Com isso, se concluiu através dos resultados aqui

observados que para o ano de 2015, a CLP teve as menores alturas durante o mês com maior ocorrência de precipitação durante o período chuvoso (janeiro/2015), enquanto durante o período seco foi verificado que a CLP (tanto durante a CLE quanto para a CLC) teve maior profundidade em razão da ocorrência de forte turbulência, tanto para o período diurno, quanto para o noturno. Também foi observada para esse período uma alta temperatura, o qual foi causada pela ocorrência de um fluxo de calor sensível mais forte durante a CLC, gerando intensas turbulências durante o período diurno, que por sua vez, causaram maior profundidade da camada.

Para o período chuvoso verificou-se, com relação a disponibilidade do saldo de radiação, que o mesmo teve variações com ocorrência de quedas dos fluxos na maioria dos dias. A maior ocorrência foi do fluxo de calor latente, atingindo seu máximo com cerca de  $350 \text{ W/m}^2$ , e menor ocorrência no fluxo de calor sensível (com máximo chegando a apenas  $100 \text{ W/m}^2$  aproximadamente), possivelmente devido às precipitações ocorridas. Isso fez com que LE fosse o principal fluxo contribuinte da manutenção do  $R_n$ . Durante o período seco, o saldo de radiação foi mais significativo quando comparado com o período chuvoso devido às contribuições, em especial, do fluxo de calor sensível.

Com relação a ECT foi verificado uma maior magnitude quando comparado ao período seco durante o período vespertino. Foi observado, em alguns horários específicos entre as 15HL da

tarde e 20HL da noite, picos intensos da ECT. Isso pode estar associado aos eventos de mesoescala que poderiam estar atuando neste intervalo especificado, indicando possivelmente uma CLP mais alta em decorrência de uma atmosfera mais turbulenta e menos estável. Em geral, é durante o período vespertino que ocorrem os principais eventos de precipitação na Amazônia, o que pode explicar essa magnitude. No período seco, a ECT se sobrepôs ao período chuvoso durante a noite/madrugada. É sabido que durante esse período a turbulência é gerada mecanicamente, então esse maior valor pode estar relacionado a intensidade do vento.

No decorrer do desenvolvimento do estudo foram encontradas algumas limitações, como a ausência de dados em períodos considerados importantes, medições superestimadas e a escassez de literatura sobre o tema. Alguns aspectos que podem ser explorados em pesquisas futuras para aprimorar a compreensão da dinâmica da CLP na Amazônia incluem uma análise combinada entre os diversos meios de obtenção de dados como radiossondas, instrumentos de sensoriamento remoto e, mais recentemente, a partir de dados de reanálise como ERA5.

## **REFERÊNCIAS**

BAKLANOV, A. A.; GRISOGONO, B.; BORNSTEIN, R.; MAHRT, L.; ZILITINKEVICH, S. S.; TAYLOR, P.; LARSEN, S. E.; ROTACH, M. W.; FERNANDO, H. J. S.. The Nature,

Theory, and Modeling of Atmospheric Planetary Boundary Layers. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [S.L.], v. 92, n. 2, p. 123-128, 2011.

BARBOSA, I. R. S.. **Estudo da Variabilidade e Comparação dos Métodos de Estimativa da Camada Limite Atmosférica na Amazônia Central**. 2018. 92 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Meteorologia, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2018.

BOADH, R.; SATYANARAYANA, A.N.V.; RAMAKRISHNA, T.V.B.P.S.; RAO, A. S.; RAJENDRA, P.. Numerical Simulation Of Boundary Layer Flow Parameters By Using WRFARW Model Over A Tropical Region. **Journal Of Industrial Pollution Control**, Nagpur, v. 33, p. 1148-1154, 2017.

CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.; KAUFMANN, T. Determinação da Altura da Camada Limite Planetária na Floresta Amazônica Utilizando um Ceilometro. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 38, Ed. Especial, p. 460-466, 2018.

CARNEIRO, R. G. ET AL. Avaliação do ciclo anual da Camada Limite Planetária na região Amazônica. **Revista Brasileira de Geografia Física** v.11, n.01, pg 57-69, 2018.

CARNEIRO, R. G.; FISCH, G. Observational analysis of the daily cycle of the planetary boundary layer in the central Amazon during a non-El Niño year and El Niño year (GoAmazon project 2014/5). **Atmos. Chem. Phys.**, 20, 5547–5558, <https://doi.org/10.5194/acp-20-5547-2020>, 2020.

CARNEIRO, R.; FISCH, G.; NEVES, T.; SANTOS, R.; SANTOS, C.; BORGES, C.. Nocturnal Boundary Layer Erosion Analysis in the Amazon Using Large-Eddy Simulation during GoAmazon Project 2014/5. **Atmosphere**, [S.L.], v. 12, n. 2, p. 240, 2021.

DABBERDT, W.F.; CARROLL, M. A.; BAUMGARDNER, D.; CARMICHAEL, G.; COHEN, R.; DYE, T.; ELLIS, J.; GRELL, G.; GRIMMOND, S.; HANNA, S.; IRWIN, J.; LAMB, B.; MADRONICH, S.; McQUEEN, J.; MEAGHER, J.; ODMAN, T.; PLEIM, J.; SCHMID, H. P.; WESTPHAL, D.L.; Meteorological Research Needs for Improved Air Quality Forecasting: report of the 11th prospectus development team of the u.s. weather research program\*. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 4, p. 563-586, abr. 2004.

DANG, R.; YANG, Y.; HU, X.-M.; WANG, Z.; ZHANG, S.. A Review of Techniques for Diagnosing the Atmospheric Boundary Layer Height (ABLH) Using Aerosol LIDAR Data. **Remote Sensing**, v. 11, n. 13, p. 1590, 2019.

GUO, J.; MIAO, Y.; ZHANG, Y.; LIU, H.; LI, Z.; ZHANG, W.; HE, J.; LOU, M.; YAN, Y.; BIAN, L.; Panmao Z.. The climatology of planetary boundary layer height in China derived from radiosonde and reanalysis data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 20, p. 13309-13319, 28 out. 2016.

LOPEZ-COTO, I.; HICKS, M.; KARION, A.; SAKAI, R. K.; DEMOZ, B.; PRASAD, K.; WHETSTONE, J.. Assessment of Planetary Boundary Layer Parameterizations and Urban Heat Island Comparison: impacts and implications for tracer transport. **Journal Of Applied Meteorology And Climatology**, v. 59, n. 10, p. 1637-1653, 2020.

MACEDO, A. dos S.; FISCH, G.. Variabilidade Temporal da Radiação Solar Durante o Experimento GOAmazon 2014/15. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 2, p. 353365, 2018.

MARTIN, S. T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; BISCARO, T.; BRITO, J.; CALHEIROS, A.. The Green Ocean Amazon Experiment (GoAmazon2014/5) Observes Pollution Affecting Gases, Aerosols, Clouds, and Rainfall over the Rain Forest. **Bulletin Of The American Meteorological Society**, v. 98, n. 5, p. 981-997, 2017.

NEVES, T.T. A. T.; FISCH, G.. The Daily Cycle Of The Atmospheric Boundary Layer Heights Over Pasture Site In

Amazonia. **American Journal Of Environmental Engineering**, v. 5, n. 1, p. 39-44, 2015.

OLIVEIRA, P. E. S.; BRONDANI, D. V.; TSOKANKUNKU, A.; ANDREAE, M. O.. Planetary boundary layer evolution over the Amazon rainforest in episodes of deep moist convection at the Amazon Tall Tower Observatory. **Atmospheric Chemistry And Physics**, Amazônia, v. 20, p. 15-27, 2020.

RIBEIRO, M. M.; GATTI, LUCIANA V.; BASSO, L. S.; FISCH, G.; NEVES, R. A.L.; CRISPIM, S. P.. **Estudo da altura da camada limite planetária na região sudeste da Floresta Amazônica**. In: ENCONTRO ACADÊMICO DA ENGENHARIA AMBIENTAL DA EEL- USP, 3., 3-4 de junho, 2019, Lorena, SP. Anais... Lorena, SP: Escola de Engenharia de Lorena - USP, 2019.

SANTOS, L. A. R.; FISCH, G.. Intercomparação entre quatro métodos de estimativa da altura da Camada Limite Convectiva durante o Experimento LBA RACCi 2002 em Rondônia. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 22, p. 322-328, 2007.

SILVA, F.P. da. **Caracterização da Camada Limite Atmosférica em Fortaleza - CE**. 2017. 85 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Meteorologia, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande - PB, 2017.

SOUZA, C. M. A. DE; DIAS JÚNIOR, C. Q.; MARTINS, H. DOS S. et al. Climatologia da altura da camada limite atmosférica na Amazônia Central. **Ci.e Nat.**, Santa Maria, v. 45, n. esp. 2, e80266 p. 01-12, <https://doi.org/10.5902/2179460X80266>, 2023.

ZHANG, D., COMSTOCK, J., AND MORRIS, V. Comparison of planetary boundary layer height from ceilometer with ARM radiosonde data. **Atmos. Meas. Tech.**, 15, 4735–4749, <https://doi.org/10.5194/amt-15-4735-2022>, 2022.

## **SOBRE OS ORGANIZADORES**

### ***Madson Tavares Silva***

*Graduado em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande (2008). Mestre em Meteorologia, com área de concentração em Agrometeorologia e Micrometeorologia pela Universidade Federal de Campina Grande (2010). Doutor em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande (2014). Atualmente é Professor Adjunto Nível III da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) no Centro de Tecnologia e Recursos Naturais (CTRN), lotado na Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA). Professor permanente dos Programas de Pós-Graduação em Meteorologia (PPGMET) e Recursos Naturais (PPGRN) da UFCG. Líder do Grupo de Pesquisas em Geotecnologias e modelagem de risco ambiental. Tem experiência na área de Meteorologia e Meio Ambiente, com ênfase em Agrometeorologia, Climatologia, Estatística Descritiva e Multivariada, Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto (QGIS), atuando principalmente nos seguintes temas: séries temporais, modelagem agrometeorológica e hidrológica (SWAT), mudanças climáticas, zoneamento de risco climático, consumo hídrico de culturas e sensoriamento remoto aplicado à agricultura e clima urbano.*

### ***Dimas de Barros Santiago***

*Graduado em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2015). Mestre em Meteorologia, com área de concentração em Agrometeorologia e Micrometeorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2015). Doutor em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande (2023). Atualmente Pós-Doutorando na Universidade Federal de Campina Grande. Atualmente desenvolve pesquisas voltadas a modelagens de energias renováveis. Pesquisador do Grupo de Pesquisas em Geotecnologias e modelagem de risco ambiental. Tem experiência na área de Meteorologia e Meio Ambiente, com ênfase em Agrometeorologia, Climatologia, Estatística Descritiva e Multivariada, Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto (QGIS). Já atuou nas áreas de conhecimento: em Meteorologia Ambiental, Urbana e Aplicada com uso de Geoprocessamento, Sensoriamento Remoto e Estatística no Grupo de Pesquisa LAMMA (Laboratório de Meteorologia Aplicada e Meio Ambiente) no Instituto de Ciências Atmosféricas (ICAT) – UFAL. Já desenvolveu pesquisas em multiáreas, por exemplo, sensoriamento voltado para índices de vegetação, focos de calor (incêndios e queimadas), uso e ocupação do solo e clima urbano.*

**REALIZAÇÃO:**

**PPGMET**

Programa de Pós-Graduação em  
Meteorologia da UFCG

**APOIO:**



Universidade Federal  
de Campina Grande



FORMATO 21 cm x 29,7 cm  
TIPOLOGIA Times New Roman  
PAPEL Couché  
Nº DE PÁG. 318

EDITORA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE- EDUFCG

