



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG**  
**CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS - CTRN**  
**UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS - UACA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA - PPGMET**

**DISSERTAÇÃO**

**AVALIAÇÃO DA ILHA DE CALOR URBANA NA LOCALIDADE DE BELÉM  
– PA A PARTIR DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO E DADOS  
OBSERVACIONAIS**

**Eduardo da Silva Margalho**

Mestrando

**Prof. Dr. Madson Tavares Silva**

Orientador

**Campina Grande – PB**

**Março/2019**

**EDUARDO DA SILVA MARGALHO**

**AVALIAÇÃO DA ILHA DE CALOR URBANA NA LOCALIDADE DE BELÉM  
– PA A PARTIR DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO E DADOS  
OBSERVACIONAIS**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do título de mestre em Meteorologia.

**Área de concentração:** Meteorologia meso e grande escala

**Subárea:** Radiação e Sensoriamento remoto

**Orientador:** Prof. Dr. Madson Tavares Silva

**Campina Grande – PB**

**Março/2019**

M327a Margalho, Eduardo da Silva.  
Avaliação da ilha de calor urbana na localidade de Belém-PA a partir de técnicas de sensoriamento remoto e dados observacionais / Eduardo da Silva Margalho. – Campina Grande, 2019.  
85 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2019.  
"Orientação: Prof. Dr. Madson Tavares Silva".  
Referências.

I. Clima Urbano. 2. Estatística Espacial. 3. Mudança do Uso. 4. Cobertura do Solo. I. Silva, Madson Tavares. III. Título.

CDU 551.583(043)

EDUARDO DA SILVA MARGALHO

AVALIAÇÃO DA ILHA DE CALOR URBANA NA LOCALIDADE DE BELÉM –  
PA A PARTIR DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO E DADOS  
OBSERVACIONAIS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 25/03/2019

BANCA EXAMINADORA



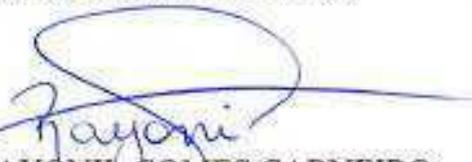
Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. RICARDO ALVES DE OLINDA  
Departamento de Estatística  
Centro de Ciências e tecnologia  
Universidade Estadual da Paraíba



Dr. RAYONIL GOMES CARNEIRO  
Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

*“ Seja você quem for, seja qual for a posição social que você tenha na vida, a mais alta ou a mais baixa, tenha sempre como meta muita força, muita determinação e sempre faça tudo com muito amor e com muita fé em Deus, que um dia você chega lá. De alguma maneira você chega lá. ”*  
(Ayrton Senna da Silva)

*Dedico este trabalho a meus amados  
Pais, Elza e Miguel, minhas irmãs Danielle e Adriana, as  
minhas sobrinhas Eduarda e Yasmim, e a minha noiva  
Leticia Cardoso, pois eles são tudo na minha vida.*

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus,

Por sempre me guiar nos meus caminhos, protegendo e encorajando para conseguir enfrentar e superar obstáculos e dificuldades que a vida proporciona.

Aos meus pais,

Elza Margalho e Miguel Margalho, pelo apoio e por serem o principal motivo da minha trajetória profissional, e agradecer pela educação que eles me deram e me ensinando que não precisa pisar em ninguém para ser alguém na vida e ser uma boa pessoa, com dignidade e caráter.

As minhas irmãs,

que sempre estão do meu lado e sempre me incentivam não apenas com palavras, mas também com atitudes.

As minhas sobrinhas,

que depois que viajei para Campina Grande/PB, a nossa relação melhorou bastante e quero ser um exemplo para elas.

A minha noiva,

Letícia Cardoso, pelo apoio e amor incondicional nas horas que eu precisava de um ombro, de um conselho ou da sua presença. Muito obrigado, meu amor! Te amo!

Aos meus amigos,

Ana Caroline Souza (Carol), Silvia Martins (Silvinha) e principalmente, José Felipe “Menezes”, por sempre que precisei eles estavam ali para me ajudar e dar suporte psicológico. Meu muito obrigado a vocês.

Ao meu orientador,

Prof. Dr. Madson Tavares Silva, por acreditar na minha proposta de trabalho, por sempre me incentivar a seguir na profissão e na pesquisa, por ser um exemplo para mim de professor, de orientador e de ser humano, pois poucos têm a visão de pesquisador

que ele tem. Agradeço pelos conselhos profissionais e pessoais, vou levar comigo todo o aprendizado que o senhor me proporcionou, meu muito obrigado.

Ao professor Dr. Ricardo Alves de Olinda,  
pela contribuição para a realização deste trabalho. Meu muito obrigado!

Aos membros da banca examinadora,  
pela colaboração na melhoria e engrandecimento desse trabalho.

A todos os professores,  
que fazem parte da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, principalmente o professor Dr. Carlos Costa que indicou para eu escolher o professor Dr. Madson Tavares para me orientar.

A Universidade Federal de Campina Grande,  
pela contribuição no ensino e de estrutura.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES),  
pelo suporte financeiro.

E não menos importante,  
agradeço a todos os funcionários da UFCG, Arilene, Danilo, as tias da limpeza, os porteiros, aos donos de cantinas, restaurantes, copiadoras, que de alguma forma fizeram parte desta jornada e foi um prazer imenso em ter conhecido todos vocês.

## Sumário

	Pg.
LISTA DE FIGURAS .....	11
LISTA DE TABELAS .....	13
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS .....	14
RESUMO .....	15
ABSTRACT .....	16
1. INTRODUÇÃO.....	17
2. OBJETIVOS.....	20
2.1. <i>Objetivo geral</i> .....	20
2.2. <i>Objetivos Específicos</i> .....	20
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....	21
3.1. <i>Ilha de Calor Urbana (ICU)</i> .....	21
3.2. <i>Mudança da cobertura do solo</i> .....	23
3.3. <i>Sensoriamento Remoto</i> .....	24
3.4. <i>Conforto Térmico Humano</i> .....	26
4. MATERIAL E MÉTODOS.....	29
4.1. <i>Área de estudo</i> .....	29
4.2. <i>Dados orbitais</i> .....	30
4.3. <i>Dados meteorológicos</i> .....	30
4.4. <i>Processamento dos Dados</i> .....	31
4.4.1. <i>Calibração radiométrica, reflectância e albedo</i> .....	32
4.5. <i>Determinação dos índices ambientais</i> .....	35
4.6. <i>Temperatura da superfície (TS)</i> .....	38
4.7. <i>Análise estatística</i> .....	39
4.7.1. <i>Índice I de Moran (I)</i> .....	39
4.7.2. <i>Diagrama de Espalhamento de Moran</i> .....	40
4.7.3. <i>Regressão Clássica (RC)</i> .....	41
4.7.4. <i>Modelo espacial Auto regressivo (MEAR)</i> .....	42
4.7.5. <i>Modelo de erro espacial (MEE)</i> .....	42
4.7.6. <i>Seleção de modelos</i> .....	43
4.7.7. <i>Testes estatísticos</i> .....	44
5. RESULTADO E DISCUSSÃO.....	45
5.1. <i>Análise da variabilidade das variáveis meteorológicas</i> .....	45
5.2. <i>Variabilidade dos dados biofísicos</i> .....	56
5.3. <i>Análise de correlação</i> .....	58
5.4. <i>Análise espacial</i> .....	61

5.4.1. Índice I de Moran .....	61
5.4.2. Variabilidade espacial.....	66
5.4.3. Modelo espacial.....	71
6. CONCLUSÃO.....	73
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	75

## LISTA DE FIGURAS

		Pg.
<b>Figura 1.</b>	Belém no século XIX e século XXI, avenida Nazaré com a travessa Quintino Bocaiúva. ....	18
<b>Figura 2.</b>	Imagem ilustrativa da Ilha de Calor Urbana (ICU).....	18
<b>Figura 3.</b>	Mapa de localização do município e a área urbana de Belém-PA.....	29
<b>Figura 4.</b>	Fluxograma das etapas desenvolvidas.....	32
<b>Figura 5.</b>	a) Variabilidade mensal da temperatura média do ar (°C); b) Variabilidade anual da temperatura média do ar (°C) da cidade de Belém/PA.....	46
<b>Figura 6.</b>	a) Variabilidade mensal da velocidade do vento (m/s); b) Variabilidade anual da velocidade do vento (m/s) da cidade de Belém/PA.....	47
<b>Figura 7.</b>	a) Variabilidade mensal da nebulosidade (décimos); b) Variabilidade anual da nebulosidade (décimos) da cidade de Belém/PA.....	49
<b>Figura 8.</b>	a) Variabilidade mensal de insolação (horas); b) Variabilidade anual de insolação (horas) da cidade de Belém/PA.....	50
<b>Figura 9.</b>	a) Variabilidade mensal da precipitação acumulada (mm); b) Variabilidade anual da precipitação acumulada (mm) da cidade de Belém/PA.....	52
<b>Figura 10.</b>	Variabilidade sazonal da temperatura do ar (°C) de Belém/PA.....	53
<b>Figura 11.</b>	Variabilidade sazonal da velocidade do vento (m/s) de Belém/PA.....	54
<b>Figura 12.</b>	Variabilidade anual do Albedo, NDVI, NDWI, NDBaI e Temperatura da superfície para os anos de 1994, 2008 e 2017 para área urbana do município de Belém-PA.....	57
<b>Figura 13.</b>	Histograma e diagrama de dispersão entre os valores médio de Albedo, NDVI, NDWI, NDBaI e temperatura da superfície para área urbana do município de Belém-PA.....	59
<b>Figura 14.</b>	Diagrama de espalhamento do índice <i>I</i> de Moran.....	62
<b>Figura 15.</b>	Mapa de agrupamento da temperatura da superfície.....	64
<b>Figura 16.</b>	Significância do mapa de agrupamento da temperatura da superfície.....	65
<b>Figura 17.</b>	Mapa da variabilidade espacial do albedo.....	67

<b>Figura 18.</b>	Mapa da variabilidade espacial do NDBI.....	68
<b>Figura 19.</b>	Mapa da variabilidade espacial do NDVI.....	69
<b>Figura 20.</b>	Mapa da variabilidade espacial da temperatura da superfície.....	71
<b>Figura 21.</b>	Mapas dos resíduos para os modelos de regressão clássica (RC), espacial auto regressivo (MEAR) e erro espacial (MEE) para temperatura da superfície na malha urbana da cidade de Belém.....	72

**LISTA DE TABELAS**

	Pg.
<b>Tabela 1.</b> Informações fornecidas pelo metadados das imagens.....	30
<b>Tabela 2.</b> Descrição das bandas, faixas espectrais e seus respectivos coeficientes de calibração (anteriores ao ano 2000 e posteriores ao ano 2000), correspondente ao Landsat 5.....	33
<b>Tabela 3.</b> Descrição das bandas e faixas espectrais utilizadas, correspondente ao Landsat 8.....	35
<b>Tabela 4.</b> Classificação da intensidade da correlação.....	44
<b>Tabela 5.</b> Apresentação do teste e suas respectivas hipóteses.....	44
<b>Tabela 6.</b> Alterações abruptas em séries temporais das variáveis meteorológicas, utilizando o teste de Pettitt.....	55
<b>Tabela 7.</b> Tabela de coeficientes e dos índices de Moran residuais dos modelos de regressão ajustados para a temperatura da superfície.....	72

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

IAF – Leaf Area Index (Índice de área foliar)

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

ICU – Ilha de Calor Urbana.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

MEAR – Modelo Espacial Auto Regressivo

MEE – Modelo do Erro Espacial

NDBaI – Normalized Difference Bareness Index (Índice de nudez do solo por diferença normalizada)

NDBI – Normalized Difference Built-up Index (Índice de área construída por diferença normalizada)

NDVI – Normalized Difference Vegetation Index (Índice de vegetação por diferença normalizada)

NDWI – Normalized Difference Water Index (Índice de água por diferença normalizada)

RC – Regressão Clássica

SAVI – Soil Adjusted Vegetation Index (Índice de Vegetação para os efeitos do solo)

TS – Temperatura da Superfície

## RESUMO

A ilha de calor urbana (ICU) é um fenômeno atmosférico que causa grandes impactos sobre a sociedade. Este fenômeno vem sendo estudado utilizando vários métodos tanto com medições diretas a partir de sensores de temperatura do ar instalados em estações meteorológicas ou a bordo de veículos, quanto com dados de temperatura da superfície medidos por sensoriamento remoto, em busca de mitigar este fenômeno e principalmente seus efeitos. Na presente pesquisa foi avaliada a variabilidade temporal e espacial das variáveis meteorológicas datadas mensalmente e obtidas no banco de dados meteorológicos do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), contendo nos mesmos: temperatura média do ar, velocidade do vento, precipitação, nebulosidade e insolação no período de janeiro de 1980 a dezembro de 2017. Para verificar a correlação e gerar os modelos estatísticos foi necessário realizar a média dos 3 anos das imagens do sistema de satélite Landsat 5 e 8. Os resultados indicaram que há possível formação da ICU tanto atmosférica quanto de superfície, pois os mesmos apresentaram o incremento na temperatura média do ar na malha urbana de Belém e diminuição da velocidade do vento na cidade, sendo que a média da temperatura média do ar passou de 26,1 para 27,0 °C (acréscimo de 0,9 °C) e a média da velocidade do vento passou de 1,6 para 1,2 m/s (decréscimo de 0,4 m/s), mostrando interferência da alteração do ambiente no microclima de Belém. Também foi verificado que a Temperatura da superfície sofreu aumento em seus valores a partir da alteração do uso e cobertura do solo ocasionada pelo processo de urbanização, isto é, mudança de uma paisagem natural para um ambiente artificial gerada pelo homem e que por consequência alterando o microclima da cidade de Belém. Visto isto, foi possível formular modelos estatísticos (modelo de regressão clássica-RC; modelo espacial auto regressivo-MEAR; modelo do erro espacial-MEE) e pôde se observar que o modelo do erro espacial (MEE) foi o que melhor se ajustou utilizando como variáveis independentes os índices de vegetação (NDVI), corpos hídricos (NDWI) e albedo, e TS como variável dependente, resultando em uma forte correlação ( $r = 0,8$ ) e coeficiente de determinação igual a 0,65, além de apresentar menor valor no critério de Akaike (AIC) dentre os modelos, demonstrando um bom ajuste para a compreensão da temperatura da superfície para região urbana de Belém.

**Palavras-chave:** Clima urbano, Estatística espacial, Mudança do uso e cobertura do solo.

## ABSTRACT

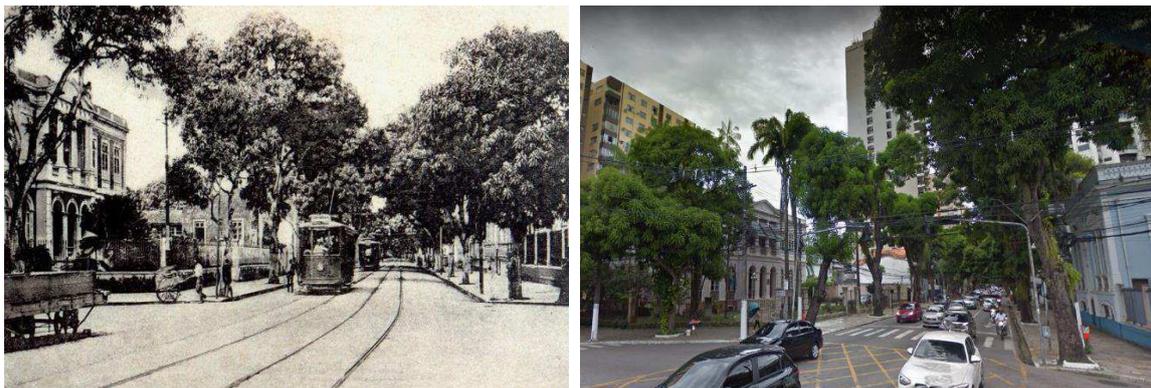
The urban heat island (UHI) is an atmospheric phenomenon that causes great impacts on society. This phenomenon is being studied using a wide range of methods from the sensors from the meteorological sensors to the board of vehicles, from the remote sensors to the remote control system, and the search for mitigating the example and more. The present research was evaluated as a temporal and spatial variability of the meteorological variables, dated and sent monthly and without meteorological database of the National Institute of Meteorology (INMET). period from January 1980 to December 2017. To verify what is written and back up the 3-year average of the images of the Landsat satellite system 5 and 8. The results indicate that surface, with the same degree of (0.9 °C and 0.8 m / s increase, showing interference of the change, of 1.2 m / s (decrease of 0.4 m / s) of the environment in the microclimate of Belém. From the moment a soil change is made to make the soil change, the process of urbanization, that is, the natural change of soil for the urbanization process. (AU) independent nutrient sources (NDVI), water bodies (NDWI) and albedo, and TS as the dependent variable, resulting in a strong correlation ( $r = 0.8$ ) and a coefficient of determination equal to 0.65, besides presenting The value in the Akaike criterion (AIC), among the models, showed a good fit for the understanding of the surface temperature for the urban area of Belém

**keywords:** Urban climate, Spatial statistics, Change of use and land cover.

## 1. INTRODUÇÃO

A expansão territorial vem aumentando com o tempo, devido, principalmente, ao crescimento populacional e somado com o mal planejamento político-social ocasiona assim uma expansão desenfreada nas regiões urbanas. No caso do Brasil, segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) no último censo (2010) a população do país era de 190.755.799 habitantes, já a população estimada no ano de 2018 foi de 208.494.900 pessoas, isto é, houve um acréscimo de aproximadamente 18 milhões de pessoas no intervalo de 8 (oito) anos em todo o território brasileiro. No entanto, deste número de habitantes registrado pelo censo demográfico realizado pelo IBGE, 84% da população brasileira já residem nas regiões urbanas, isto é, mais de 160.000.000 de habitantes já estão nas cidades e apenas 16% estão nas áreas rurais, demonstrando que a migração para áreas urbanas está se intensificando e acarretando na ampliação da área urbana.

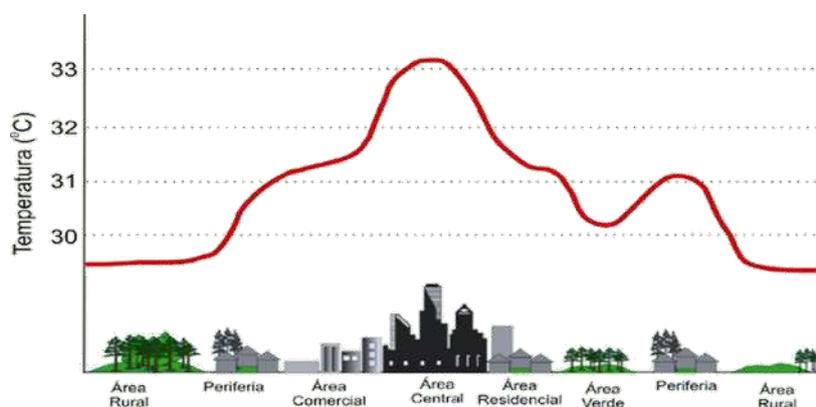
A região norte do Brasil, historicamente, se desenvolveu a partir da necessidade de mão de obra por ser uma das principais zonas de extração de recursos naturais. Um dos recursos de grande impacto social-econômico foi a extração do látex para produção de borracha no século XIX, na qual afetou diretamente as cidades nortistas, principalmente a cidade de Belém, capital do estado do Pará, onde a mesma evoluiu justamente a partir da era da borracha denominada de *Belle Époque* brasileira, onde a cidade de Belém se destacou graças ao forte comércio econômico do produto, embora a crise da borracha no século XX ter sido um dos fatores que influenciaram a queda do processo de desenvolvimento da cidade. Corroborando, Ponte (2015) afirma que a partir do século XIX, mais precisamente no final do século, a cidade de Belém foi inserida ao capitalismo e na modernização, resultando no desenvolvimento urbano de Belém (Fig. 1). O município de Belém apresenta uma população de 1.393.399 de pessoas (Censo 2010), entretanto a população estimada para o ano de 2018 é de 1.485.732 densidade demográfica de 1.315 hab/km<sup>2</sup>.



**Figura 1.** Belém no século XIX (esquerda) e século XXI (direita), avenida Nazaré com a travessa Quintino Bocaiúva. (Fonte: Google)

No contexto da expansão urbana, Costa (2013) afirma que o avanço desenfreado do processo de urbanização traz consigo a deterioração do ambiente físico natural e assim tornando as condições de vida da população urbana, em muitos casos, difíceis e instáveis. Isso demonstra a grande influência das características do processo urbano que acabam gerando problemas térmicos, hidrológicos e entre outros.

As mudanças geradas no meio ambiente em razão da expansão das áreas urbanas é o principal indicador do aumento da temperatura que por consequência formam-se as ilhas de calor (AMORIM e DUBREUIL, 2017). Este fenômeno é gerado em virtude dos materiais empregados na construção das áreas urbanizadas que absorvem e retêm maiores quantidades de calor, ou seja, a ilha de calor urbano (Fig. 2) é um fenômeno atmosférico cometido em ambientes urbanos provocado pela ação antropogênica na mudança e uso do solo, isto é, modificações geográficas causadas pelo homem que tem como uma de suas consequências o aumento da temperatura do ar e da superfície.



**Figura 2.** Imagem ilustrativa da Ilha de Calor Urbana (ICU)

Neste sentido, Santiago (2017) afirma que o fenômeno ilha de calor é caracterizado quando a temperatura do ar e da superfície são mais quentes em relação as áreas rurais circundantes. E de acordo com Gartland (2010), o principal fator para a

formação e intensidade da ilha de calor é o processo de urbanização, indicando que as cidades absorvem muito mais calor durante o dia e dissipam este calor no período da noite aumentando a intensidade do fenômeno.

Para o estudo sobre o fenômeno da ilha de calor urbana existem vários métodos. Um desses mecanismos de pesquisa é a utilização do sensoriamento remoto, ferramenta essa que através do geoprocessamento das imagens derivadas de dispositivos de captura de reprodução, pode-se observar nas cidades, a possível influência da urbanização no aumento da temperatura da superfície e através de índices espectrais que podem possibilitar um entendimento da ilha de calor urbana como são os casos do NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index* - Índice de vegetação por diferença normalizada), NDWI (*Normalized Difference Water Index* - Índice de água por diferença normalizada), NDBaI (*Normalized Difference Bareness Index* - Índice de nudez do solo por diferença normalizada), NDBI (*Normalized Difference Built-up Index* - Índice de área construída por diferença normalizada), entre outros.

## **2. OBJETIVOS**

### ***2.1. Objetivo geral***

Identificar e analisar o fenômeno de ilha de calor urbana na região urbana de Belém-PA, através de técnicas de sensoriamento remoto e da análise temporal de variáveis meteorológicas.

### ***2.2. Objetivos Específicos***

- Analisar a temperatura da superfície (TS) no espaço e no tempo;
- Ajustar um modelo de regressão espacial obtido a partir da relação entre a variável dependente (TS) e independentes (índices espectrais);
- Verificar possíveis tendências no aumento/diminuição da temperatura média do ar, nebulosidade, precipitação pluvial, insolação, velocidade do vento.

### 3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1. *Ilha de Calor Urbana (ICU)*

O estudo do fenômeno da ilha de calor vem sendo desenvolvido a bastante tempo com base nas temperaturas, tanto do ar quanto da superfície, o principal mecanismo para o estudo é justamente comparando as temperaturas das áreas urbanas com áreas rurais circundantes (GARTLAND, 2010). Um dos estudos contemporâneos foi o de Espinoza (2017), em que mostra a ocorrência do evento da ilha de calor urbana na cidade de Manaus, capital do estado do Amazonas, utilizando dados de estações meteorológicas e de sensoriamento remoto, onde percebeu, a partir de dados observacionais, que a maior diferença de temperatura do ar entre as áreas urbana e rural foi no período noturno. Souza (2012) também verificou, através de uma análise observacional, a ocorrência da ilha de calor urbana nas cidades de Belém/PA e Manaus/AM, mostrando a região urbana com temperatura mais elevada em relação as áreas rurais vizinhas. Outro estudo sobre o fenômeno da ilha de calor urbano é o de Costa (2010) que analisou tal fenômeno no município de Ilha Solteira – SP, onde observou que nas áreas em que consistem maior densidade de edificações e pavimentações registrou-se elevados valores de temperatura. Isso demonstra que o crescimento urbano é o principal indicador para a formação da Ilha de calor urbano. Corroborando, Teixeira (2017) comprova que as áreas urbanas que apresentam grande densidade de edificações estão diretamente relacionadas com as áreas de excesso de calor e por consequência o aumento da temperatura do ar, indicando a formação da ICU. Entretanto, Fialho (2009), alerta que nem sempre qualquer diferença de temperatura do ar entre dois pontos distintos significa que há ocorrência de uma ilha de calor urbana, demonstrando que o estudo para se analisar o fenômeno requer bastante atenção e maior números de pesquisas nesse tema, para se determinar de forma precisa a formação da ICU.

As pesquisas sobre as ilhas de calor não são triviais como afirma Cordeiro (2016), que os estudos sobre a ilha de calor e sua intensidade deve-se levar em consideração fatores geográficos, climáticos, a cobertura do solo e o avanço da malha urbana em cada cidade. De acordo com a mesma autora, nas áreas urbanas encontram-se temperaturas mais elevadas no sentido periferia e centro das cidades e também dispendo de um incremento abrupto da temperatura na transição de uma região rural para a cidade.

Para que tais estudos possam ser ainda mais realizados e com maior grau de credibilidade e precisão é necessário investir nos mecanismos e ferramentas que possibilitem aos pesquisadores desenvolverem seus trabalhos. Segundo Anjos et al. (2017) houve um aumento no monitoramento climatológico das cidades e que um dos motivos desse crescente é da necessidade de analisar o impacto da urbanização, em destaque, o estudo da ilha de calor urbano. Segundo o mesmo autor, tais estudos com base em dados meteorológicos sobre a ICU nas cidades brasileiras vêm sendo pouco desenvolvido devido à escassez de dados. Entretanto, existem outros tipos de ferramentas para se estudar as ICU's, uma delas é a utilização do sensoriamento remoto, como Cordeiro (2016) afirma em seu estudo, que a utilização de imagens de satélite pode sim serem utilizadas (com boa precisão) para se determinar a intensidade da ICU. Porém, Rafael (2014), relata que as imagens de satélite apresentam limitações como no caso a presença de nebulosidade, datas de aquisição, entre outras.

Embora a maioria dos estudos da ilha de calor urbana tenha como intuito de analisar tal fenômeno verificando suas magnitudes, existem mecanismos distintos ou diferentes ferramentas que possibilitam tais estudos. Segundo Fialho (2009), existem 3 tipos de ilha de calor e as mesmas são divididas em:

i. Ilha de calor atmosférica:

Onde a base de estudo deste tipo é a temperatura do ar, obtida a partir de secções fixas e/ou móveis, através da diferença entre a região urbana com a região rural circunvizinha.

ii. Ilha de calor vertical:

Consiste em duas classificações de escala: a camada de cobertura urbana, que leva em consideração a superfície até ao nível médio dos topos das edificações (casas, prédios) tal escala é medida em microescala; e a camada limite urbana que se refere ao que está acima do nível médio das edificações, isto é, acima dos telhados urbanos, e é uma medida de mesoescala.

iii. Ilha de calor de superfície:

Esse tipo de ilha de calor registra a temperatura da superfície, perpendicular ao sensor, a partir do sensoriamento remoto, isto é, de imagens de satélite ou de outros dispositivos.

Todavia, independentemente do tipo de ferramenta utilizada para identificar as ilhas de calor, tais pesquisas são importantes para o conhecimento deste fenômeno e

assim, obter soluções para mitigar problemas em decorrência deste evento meteorológico.

As consequências geradas pelo fenômeno da ilha de calor urbano são diversas, principalmente a população residente das áreas urbanas. Segundo Oliveira (2013), os principais impactos causados pela ilha de calor, estão associados ao desconforto térmico humano, o aumento da temperatura do ar, o aumento dos variados problemas de saúde e a diminuição da eficiência energética de diversos setores. Embora, em algumas cidades situadas em regiões mais frias a ICU ser vista como benéfica (GARTLAND, 2010), grande parte das cidades sofrem com este fenômeno urbano. Tais problemas aumentam no período de verão onde se registram temperaturas elevadas, principalmente nos centros urbanos.

### ***3.2. Mudança da cobertura do solo***

A inserção das atividades humanas no ambiente afeta de forma direta no clima da região, a partir de alterações na cobertura terrestre, dos materiais utilizados nas construções de edificações, da retirada das áreas verdes, essa substituição de um ambiente natural para uma cidade é denominado de urbanização, na qual esta mudança associa-se com o aumento da população. Corroborando Oliveira (2013), afirma que o principal gerador das grandes mudanças nas áreas urbanas é a atividade antropogênica. Corroborando, Cordeiro (2016) afirma que na substituição de um ambiente natural para um ambiente urbano, o homem acaba interferindo significativamente no clima do ambiente alterado.

O espaço urbano, é uma área artificial construída pelo homem, que é composto por espaços diferenciados, ou seja, um espaço carregado de heterogeneidade e artificialidade que consiste em um conjunto de paisagem natural e modificada com materiais característicos de uma região urbana (concreto, asfalto, edifícios) (LUCHIARI, 2011). Neste sentido, Amorim e Dubreuil (2017) relatam que a substituição da vegetação por construções e a impermeabilização da cobertura superficial, associada às atividades humanas, eleva a temperatura nas cidades, formando o fenômeno ilha de calor urbano. Concernente, Nakata-Osaki et al. (2016) afirmam que a ilha de calor urbana se dá pelos efeitos da urbanização, principalmente em cidades de grande porte.

O processo de urbanização gera a alteração da cobertura e uso do solo no ambiente, e assim modificando o balanço de energia. Corroborando Oke (1987), afirma

que as superfícies urbanizadas alteram os processos do balanço de energia, demonstrando que através da mudança da cobertura do solo o fluxo de calor sensível é intensificado. O balanço de energia é alterado em virtude da substituição de superfícies naturais por superfícies artificiais que armazenam mais energia devido a diminuição do fluxo de calor latente, ou seja, parte da energia incidente na superfície que seria utilizada para o processo de evaporação é transferida para o fluxo de calor sensível em razão dos materiais empregados nas áreas urbanas (ALVES, 2010).

De acordo com Rafael (2014) as diferentes características de superfície nas áreas urbanas (áreas verdes, água e superfícies impermeáveis) são fatores importantes na intensidade da ilha de calor urbana. Corroborando Barros e Lombardo (2016), afirmam que a distribuição espacial da cobertura vegetal no espaço urbano é uma das variáveis responsáveis pela formação da ilha de calor. No estudo feito pelos autores verificou-se que nas zonas que existem ilhas de calor com forte intensidade apresentaram menores valores de biomassa vegetal.

Para Gartland (2010), os principais motivos das superfícies urbanas serem mais quente em relação às superfícies rurais ou naturais, são:

- I. Materiais que são utilizados pelo homem nas construções urbanas, tais materiais por serem mais escuros, absorvem e armazenam calor de forma mais eficaz.
- II. Devido a impermeabilização do solo e pela maioria dos materiais de construção serem resistente a água, o calor não consegue ser dissipado, pois os processos de evaporação não são ativados, justamente pelo fato da água da chuva ao entrar em contato com uma superfície impermeável não conseguir penetrar.

### ***3.3. Sensoriamento Remoto***

A rede de estações de dados meteorológicos para o estudo de ilha de calor urbana não é satisfatória no que se diz respeito a resolução espacial, isto é, nas pesquisas de campo onde o objetivo em questão é analisar a ilha de calor urbana através das variáveis meteorológicas obtidas em estações fixas, o estudo em si não obtém uma análise qualitativa, justamente em razão da baixa representatividade da região. O mesmo acontece na questão dos procedimentos de estações móveis em relação a resolução temporal, pois o período de estudo é bastante curto, embora a resolução espacial seja de certa forma satisfatória.

Segundo Rufino e Silva (2017), é a partir deste contexto que a ferramenta do sensoriamento remoto pode auxiliar de forma mais eficiente, principalmente, na resolução tanto espacial quanto temporal, pois as imagens são geradas praticamente em tempo real e com alta resolução. Concernente ao que foi supracitado, Luchiari (2011), relata que a utilização do sensoriamento remoto a partir da análise de imagens possibilita monitorar fenômenos relacionados a expansão urbana, a mudança da utilização da terra, entre outros, como por exemplo o fenômeno da ilha de calor urbana. De acordo com Gartland (2010), esta forma de medição a partir do sensoriamento remoto, pode medir além da temperatura da superfície outras características da superfície importantes para o estudo da ilha de calor urbana, como: coberturas, pavimentos, vegetação, solo exposto, entre outras.

A energia radiativa é a principal fonte do sensoriamento remoto na captação de imagens. Segundo Rafael (2014) a energia eletromagnética emitida pelo sol e que incide sobre a superfície é a fonte para a obtenção e captura dos dados de sensoriamento remoto. Essa obtenção de dados é feita a partir dos sensores que são capazes de responder para cada faixa do espectro eletromagnético, e assim resultando em algo interpretativo, ou seja, gera um produto que possa ser interpretado. Demonstrando que a partir da banda termal em que capta partículas eletromagnéticas (fótons) de um objeto, podemos obter a temperatura do mesmo, isto é, a temperatura da superfície do objeto (VIANELLO, 2012; RAFAEL, 2014).

Os sensores acoplados nos satélites, Landsat-5 (TM) e Landsat-8 (OLI/TIRS), contêm uma série de resoluções que auxiliam em diversos estudos, principalmente na questão da ilha de calor urbana. Segundo a USGS (2016), a resolução espacial das bandas termais dos satélites Landsat-5 e Landsat-8, são respectivamente de 120 e 100 metros. Já em relação a resolução temporal, tanto o satélite Landsat-5 quanto o satélite Landsat-8, é de 16 dias. O estudo realizado por Pontes et al. (2017), utiliza os sensores a bordo dos satélites Landsat-5 e Landsat-8 para se analisar as características térmicas da superfície urbana da cidade de Belém, no qual os autores verificaram o aumento da temperatura da superfície como consequência do crescente processo de urbanização, densidade de edificações, concreto, entre outros materiais que auxiliam para o aumento da retenção de calor.

Um dos índices mais importantes para as pesquisas relacionadas ao ambiente urbano e que utilizam o sensoriamento remoto como ferramenta, é o índice ou coeficiente de refletividade, denominado de albedo. E de acordo com Bias (2003), nas

áreas urbanas o albedo se mostra bastante distinto, devido aos materiais empregados no ambiente urbano, ou seja, dependendo do albedo, mais energia será absorvida e mais calor será emitido pela superfície. Em relação a taxa de refletividade de uma cidade, quanto maior o albedo mais urbanizada e menos vegetada será a cidade (CORDEIRO, 2016).

Existem outros índices que podem auxiliar no estudo e na identificação da ilha de calor urbana, índices estes que poderão relacionar o aumento da temperatura da superfície com a cobertura de solo, vegetação, corpos hídricos e até com materiais urbanos (RAFAEL, 2014; ESPINOZA, 2017). Tais índices são denominados por siglas, entre eles estão: NDVI (Índice de Vegetação por diferença Normalizada), NDWI (Índice de Água por Diferença Normalizada), NDBaI (Índice de Nudez do Solo por Diferença Normalizada), NDBI (Índice de Área Construída por Diferença Normalizada).

Diversos estudos, sobre o fenômeno da ilha de calor urbana, utilizam como ferramenta de pesquisa o sensoriamento remoto. Um dos estudos precursores no Brasil que utilizou esse mecanismo foi a pesquisa feita por Lombardo (1985), na qual o mesmo verificou na cidade de São Paulo, maiores valores de temperatura na região central e em áreas mais industrializadas da cidade, através de fotografias aéreas na escala 1:8.000 e imagens de satélite Landsat-3 que, devido as suas restrições espectrais, permitiram somente analisar algumas classes de uso do solo, entre eles estavam: vegetação, corpos d'água, áreas de ocupação vertical e entre outros. O estudo de Castro (2009) teve o intuito de analisar a ilha de calor urbana na cidade de Belém do Pará nos anos de 1997 e 2008, através de imagens do sensor TM a bordo do satélite Landsat-5, na qual o autor verificou um aumento na intensidade da ilha de calor urbana em certos pontos da cidade e constatou que a causa foi em decorrência da redução da cobertura vegetal, em que o mesmo considera este fator como o mais relevante para a evolução do fenômeno da ilha de calor urbana no município de Belém.

### ***3.4. Conforto Térmico Humano***

Como visto anteriormente, a substituição de uma paisagem natural para uma cidade é denominada de processo de urbanização, este processo como um todo modifica completamente o clima da localidade que passou de uma área arborizada e natural para uma área artificial. De acordo com Dumke (2007), dentre os impactos que a

urbanização gera devido a sua intensa transformação no meio natural, encontra-se a formação de um clima específico na região e por consequência afetando a qualidade de vida da população local. Segundo Nóbrega et al. (2011) o homem através de suas atividades interfere no clima local, demonstrando que a ação antrópica somando com o progresso acelerado da urbanização e a alteração da cobertura do solo gera um novo clima, vários pesquisadores denominam este “novo clima” como clima urbano. E que Monteiro (1976) define o clima urbano como um sistema que engloba o clima de um dado espaço terrestre e sua urbanização.

Tais alterações geradas por ações antrópicas no ambiente para a formação dos espaços urbanos acarretam vários problemas, em especial na questão térmica, sobretudo em áreas afastadas das regiões com características naturais, isto é, das áreas verdes. (MENDONÇA E DUBREUIL, 2005; CARVALHO, 2013). Para Lima e Amorim (2010), o clima urbano provoca efeitos que são sentidos cada vez mais pela população, através do desconforto térmico, afetando diretamente a vida dos habitantes urbanos. Corroborando, Nóbrega et al. (2011), afirma que o clima urbano influencia no conforto térmico humano.

Vários estudos relatam que as características do ambiente na qual o ser humano habita, interfere de forma incisiva na saúde do homem. Segundo Costa et al. (2013), as condições do ambiente afetam diretamente o corpo humano proporcionando processos de perdas e ganhos de calor e que por meio desses processos o próprio organismo humano tende a manutenção da temperatura interna. Segundo Ruas (1999), o corpo humano é um sistema termodinâmico que gera calor e interage termicamente com o meio em que vive. Concernente Frota e Schiffer (2001), referem-se que esses processos do organismo de perda e ganho de calor é através de um aparelho termorregulador do próprio corpo humano; para o mesmo autor o organismo humano vivencia a sensação de conforto térmico quando o mesmo perde calor para o meio, sem recorrer a nem um mecanismo termorregulador.

De acordo com Maia (2002), o ser humano desfruta de conforto térmico quando, sem necessitar de mecanismos de termo regulação, perde calor para o ambiente, calor este produzido pelo metabolismo de sua atividade. Quando o corpo perde calor devido as condições ambientais e que essa perda seja além da necessária para a manutenção da temperatura, o organismo humano reage utilizando seus mecanismos termorreguladores, buscando reduzir a perda e aumentar a produção de calor metabólico. Dependendo do caso, o corpo humano responde de diferentes formas em uma situação de desconforto

térmico. No caso de frio intenso a termo regulação pode ocorrer, por exemplo, através da vasoconstrição e eriçar dos pelos, entre outros. No caso de calor intenso, o corpo procuraria manter sua temperatura através do suor, vasodilatação, etc.

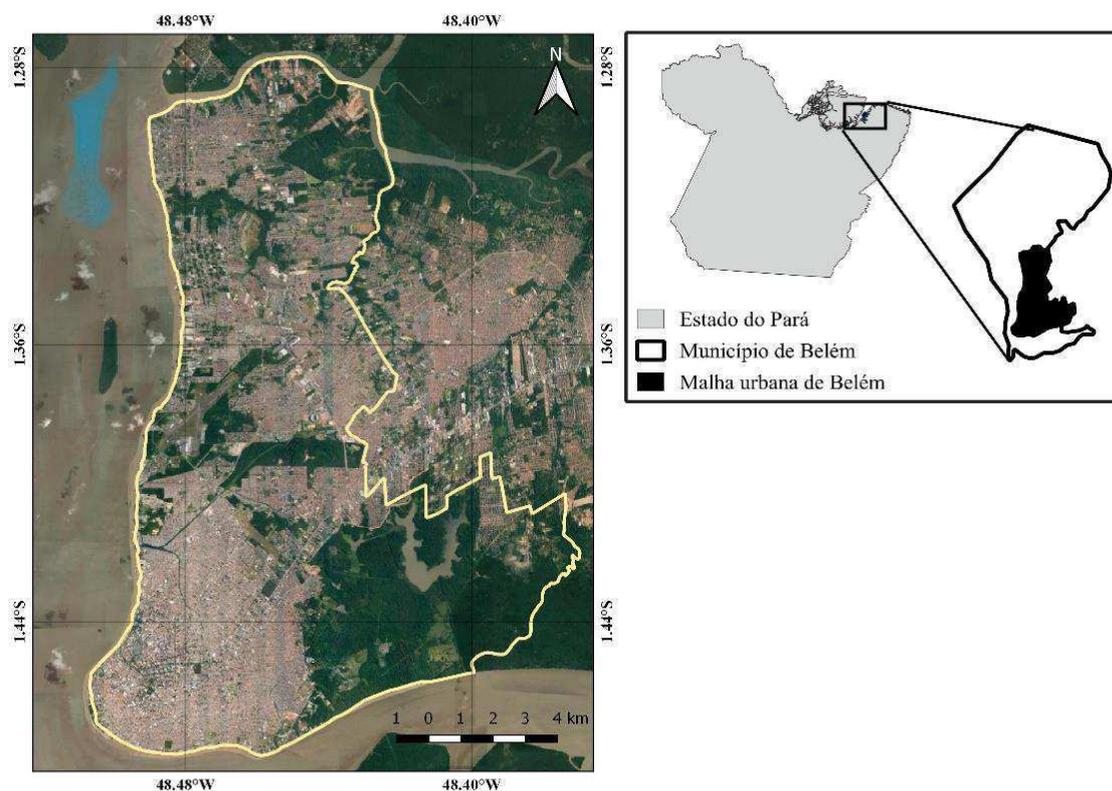
O conforto térmico pode ser analisado de diferentes pontos de vista, são eles: a do ponto de vista pessoal, que tem como foco a confortabilidade do indivíduo em determinados ambientes; e a do ponto de vista climato-ambiental, que propõe o estabelecimento de um estado térmico, que leva em conta as variáveis físicas como a temperatura do ar, a umidade do ar, a radiação e o vento (ANDRADE E SANTOS, 2008).

Para se definir o que é o conforto térmico não é tão simples em razão de que o mesmo depende tanto de fatores ambientais quanto de fatores pessoais. Vários autores ao definirem o que é o conforto térmico descrevem como um contentamento do corpo humano ou organismo humano com o âmbito térmico, como já visto. Não obstante, a ASHRAE Standard 55 (2010) define o conforto térmico como “[...] *condição da mente que expressa satisfação com o ambiente térmico [...]*”.

## 4. MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1. Área de estudo

O objeto de estudo desta pesquisa são os limites da área urbana do município de Belém (Fig.3), localizada no estado do Pará, região norte do território brasileiro, situada na latitude  $01^{\circ} 23'$  Sul e longitude  $048^{\circ} 29'$  Oeste. De acordo com o IBGE, sua extensão tem aproximadamente  $1.060 \text{ Km}^2$ , com uma população estimada no ano de 2017 de 1.452.275 pessoas e densidade demográfica de  $1.315,26 \text{ hab./Km}^2$ . A cidade de Belém é conhecida como a cidade das mangueiras, pelo fato de ter em vários pontos da cidade grande densidade de áreas verdes. Entretanto, nas últimas décadas, a região de Belém vem apresentando um rápido crescimento urbano, alterando, de forma brusca, sua paisagem arborizada. No estudo em questão, o enfoque foi na mancha urbana que possui uma área de  $184 \text{ Km}^2$  e foi excluído da presente pesquisa as ilhas e áreas rurais que fazem parte da demarcação territorial do município de Belém.



**Figura 3.** Mapa de localização do município e a área urbana de Belém-PA. (Fonte: Google satellite, 2018)

A cidade de Belém tem seu clima predominantemente quente e úmido, e de acordo com Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) a cidade apresenta temperatura do ar média anual de  $26,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , a temperatura do ar mínima de  $22,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$  e a

máxima de 31,5 °C, e a média anual da umidade relativa do ar de 85,8 %, com uma pequena variação no decorrer do ano. A média anual da precipitação pluvial é de 2.858,7 mm, sendo o período mais chuvoso compreendido de janeiro a maio, onde ocorre entorno de 71,2% da precipitação anual. Segundo classificação de Köppen, a cidade de Belém pode ser classificada climaticamente como de clima tropical chuvoso, com baixa amplitude térmica anual e precipitação média mensal superior a 60 mm (COSTA et al., 2013).

#### **4.2. Dados orbitais**

Nesta pesquisa foram utilizadas imagens dos satélites Landsat-5 (sensor TM) e Landsat-8 (sensores OLI/TIRS) adquiridas no site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) dos anos de 1994, 2008 e 2017, compreendendo um período de 23 anos. As imagens obtidas foram relativas aos meses de junho e julho, devido às condições serem favoráveis em termos de nebulosidade, isto é, nesta época do ano está mais suscetível a ocorrer céu claro. Sendo assim, as imagens adquiridas foram para os dias 21 de junho de 1994, 13 de julho de 2008 e 06 de julho de 2017, em que foi possível obter imagens com ausência de nuvens sobre a cidade de Belém. Na Tabela 1 são apresentadas algumas especificações das imagens de cada data.

**Tabela 1.** Informações fornecidas pelo metadados das imagens.

Datas	Órbita	Ponto	Horário central (UTC)	Ângulo de elevação do sol
21/06/1994	223	61	12:41	46,2
13/07/2008	223	61	13:09	51,8
06/07/2017	223	61	13:22	53,3

#### **4.3. Dados meteorológicos**

No estudo também foram utilizados dados observacionais do Instituto Nacional de Meteorologia (<http://www.inmet.gov.br>), com a finalidade de verificar e analisar o comportamento das variáveis meteorológicas, que poderão indicar uma possível zona de calor na área de estudo, ratificando a premissa da existência da ilha de calor urbana na cidade de Belém.

As variáveis utilizadas foram: temperatura do ar (média, máxima, mínima), precipitação pluvial, nebulosidade, insolação e velocidade do vento. Os dados são de um período de 37 anos (1980 – 2017), essa série histórica é proveniente da estação convencional.

#### **4.4. Processamento dos Dados**

O processamento das imagens foi feito no software *QGIS 3.0.0* que apresenta ferramentas computacionais para o processamento das imagens. Para o tratamento estatístico foi utilizado o programa computacional, denominado *sistema estatístico R V.3.5.1*. Tanto o software estatístico *R*, quanto o *QGIS* são disponibilizados gratuitamente.

As análises foram feitas a partir da extração dos centroides representativos dos setores censitários, resultando em 1.252 pontos distribuídos sob a malha urbana do município de Belém-PA, em que cada amostra representa o valor do pixel referente à camada (raster) da imagem. Todo o processamento foi realizado no ambiente SIG do software *QGIS 3.0.0*.

Para análise estatística foram utilizados scripts em ambiente *R* (Development Core Team, 2018) e módulos do mesmo com funções específicas para análises.

No presente estudo as etapas após a obtenção das imagens estão descritas no fluxograma (Fig.4), no qual apresenta, de forma simplificada, os principais processos desenvolvidos. Tal procedimento está dividido em duas análises, são elas:

- Uma análise a partir de dados observacionais utilizando variáveis meteorológicas (temperatura do ar, precipitação pluvial, velocidade do vento, insolação, nebulosidade) composta por dados mensais no período de 1980 a 2017 para estação meteorológica do INMET localizada na área urbana do município de Belém-PA;
- A segunda análise é constituída a partir dos dados de processamento das imagens do sistema de satélites Landsat 5 e 8, através do software livre *QGIS*, utilizando bandas espectrais que possibilitam a obtenção de índices ambientais/espectrais (NDVI, NDWI, NDBI, NDBaI) e da temperatura da superfície (TS). Em seguida, o próximo processo é o *upscaling*, isto é, este processo constitui em igualar todas as resoluções espaciais em uma única

resolução (120 metros) e a partir disso analisar estatisticamente TS e quais índices espectrais/ambientais influenciam ou não no provável aumento da TS e aplicar um modelo para o mesmo.

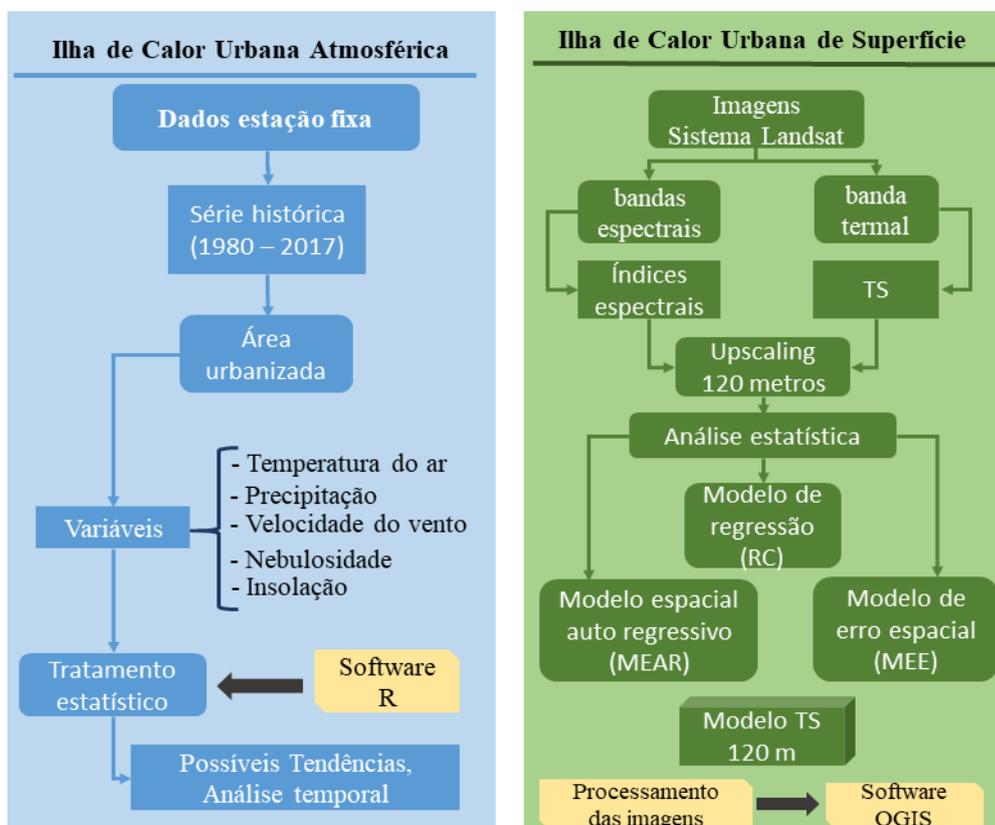


Figura 4. Fluxograma das etapas desenvolvidas. (Fonte: Autor, 2019)

#### 4.4.1. Calibração radiométrica, reflectância e albedo

- **Landsat-5**

A radiância refletida é detectada pelo sensor do satélite e registrada pelo mesmo e a estação receptora converte este registro em número digital (ND). No processamento das imagens a calibração radiométrica é feita calculando a radiância espectral (Equação 1) de cada banda ( $L_{\lambda i}$ ) proposta por Markham & Baker (1987).

$$L_{\lambda i} = a + \left(\frac{b-a}{255}\right) \times ND, \quad (1)$$

em que:  $L_{\lambda i}$  é a radiância espectral das bandas;  $a$  e  $b$  são as radiâncias espectrais mínima e máxima ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ), detectadas pelo sensor TM – Landsat 5, cujos valores constam na Tabela 2;  $ND$  é a intensidade do pixel ou número digital que tem um intervalo de 0 a 255 e  $i$  corresponde às bandas do Landsat 5.

**Tabela 2.** Descrição das bandas, faixas espectrais e seus respectivos coeficientes de calibração (anteriores ao ano 2000 e posteriores ao ano 2000), correspondente ao Landsat 5.

Bandas	Características	Faixa espectral ( $\mu\text{m}$ )	Coeficientes calibração				Resolução espacial (m)
			< 2000		> 2000		
			a	b	a	b	
1	Azul	0,45 – 0,52	- 1,50	152,1	- 1,765	178,9	30
2	Verde	0,53 – 0,61	-2,80	296,8	- 3,576	379,1	30
3	Vermelho	0,62 – 0,69	- 1,20	204,3	- 1,502	255,7	30
4	Infrav. próximo	0,78 – 0,90	- 1,50	206,2	- 1,763	242,3	30
5	Infrav. médio	1,57 – 1,78	- 0,370	27,2	- 0,411	30,2	30
6	Infrav. termal	10,4 – 12,5	1,238	15,6	1,238	15,6	120
7	Infrav. médio	2,08 – 2,35	- 0,150	14,4	- 0,137	13,2	30

Fonte: Allen et al. (2002), adaptado pelo autor

A reflectância ou refletividade de cada banda ( $\rho_{\lambda i}$ ) é definida pela razão entre o fluxo de radiação solar refletido e o fluxo de radiação solar incidente, foi obtida para o Sistema Landsat-5 a expressão (Equação 2), de acordo com Allen et al. (2002):

$$\rho = \frac{L_{\lambda} \times \pi}{K_{\lambda} \times \cos Z \times d_r}, \quad (2)$$

em que:  $L_{\lambda}$  é a radiância espectral de cada banda,  $K_{\lambda}$  é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ ),  $Z$  é o ângulo zenital solar e  $d_r$  é a distância relativa Terra-Sol que equivale a 1.

Para a determinação do albedo de superfície, é necessário obter o albedo sem ajuste atmosférico, ou seja, o albedo planetário ( $\alpha_{toa}$ ), que é obtido a partir das reflectâncias monocromáticas das bandas pela expressão (Equação 3) (Allen et al., 2002):

$$\alpha_{toa} = (0,293 \times \rho_1) + (0,274 \times \rho_2) + (0,233 \times \rho_3) + (0,157 \times \rho_4) + (0,033 \times \rho_5) + (0,011 \times \rho_7), \quad (3)$$

em que: os valores dos pesos correspondem pela razão do valor de irradiância monocromática de cada banda pela somatória das irradiâncias de todas as bandas.

Em seguida, calcula-se o albedo da superfície, assim como Tasumi et al. (2008), pela expressão (Equação 4):

$$\alpha_{sup} = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{atm}}{\tau_{sw}^2} , \quad (4)$$

em que:  $\alpha_{atm}$  é a porção da radiação solar refletida pela atmosfera, e de acordo com Bastiaanssen et al. (2000) emprega-se o valor de 0,03; e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica para céu claro, de acordo com Allen et al. (2002) pode ser dada pela expressão (Equação 5):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} \times z , \quad (5)$$

em que: z representa a topografia ou altitude, em metros, de cada pixel.

- **Landsat-8**

Para a obtenção da reflectância para as imagens do sistema Landsat-8, a partir dos sensores OLI/TIRS (Equação 6), é necessário apenas converter o número digital (ND) em reflectância (USGS, 2016).

$$\rho_{\lambda,b} = \frac{H_{\rho} \times Q_{CAL} + A_{\rho}}{\cos(\theta_{SE})} , \quad (6)$$

em que:  $\rho_{\lambda,b}$  é a reflectância,  $H_{\rho}$  é redimensionamento multiplicativo específico de cada banda ( $2^{-5}$ , constante),  $A_{\rho}$  é o fator aditivo (-0,1),  $Q_{CAL}$  é o valor digital ou número digital (ND) e  $\theta_{SE}$  é o ângulo azimutal, calculado pela expressão (Equação 7):

$$\theta_{SE} = 90 - \theta_{SZ} , \quad (7)$$

em que:  $\theta_{SZ}$  é o ângulo de elevação do sol, disponibilizado nos metadados.

Para a determinação do Albedo da superfície é necessário antes calcular o Albedo planetário ( $\alpha_{toa}$ ) através da combinação entre as reflectâncias de cada banda ( $\rho_{\lambda,b}$ ) com seus respectivos pesos ( $\varpi_{\lambda,b}$ ), apresentado pela expressão (Equação 8):

$$\alpha_{toa} = \sum \left( (\varpi_b \times \rho_{\lambda,b}) \right) , \quad (8)$$

em que: cada peso ( $\varpi_b$ ) é calculado a partir da razão entre a constante solar específica de cada banda ( $ESUN_{\lambda,b}$ ) e a somatória de todas as constantes de radiação ( $\sum ESUN_{\lambda,b}$ ). Os valores dos pesos de cada banda, os valores das constantes e as características das bandas do Landsat-8 são apresentados na Tabela 3.

Logo, calcula-se o albedo da superfície ou albedo corrigido ( $\alpha_{sup}$ ) utilizando as mesmas expressões já citadas para o Landsat-5 (Equação 4).

**Tabela 3.** Descrição das bandas e faixas espectrais utilizadas, correspondente ao Landsat 8.

Bandas	Característica	Faixa espectral ( $\mu\text{m}$ )	Resolução espacial (m)	$\varpi_n$	$ESUN_{\lambda,b}$
2	Azul	0,45 – 0,52	30	0,300	2011,3
3	Verde	0,53 – 0,60	30	0,277	1853
4	Vermelho	0,63 – 0,68	30	0,233	1532,8
5	Infravermelho próximo	0,85 – 0,89	30	0,143	956,4
6	Infravermelho médio	1,56 – 1,66	30	0,036	237,8
7	Infravermelho médio	2,10 – 2,30	30	0,012	80,2
10	Infravermelho termal	10,6 – 11,2	100	-	-

Fonte: Silva et al. (2016), adaptado pelo autor

#### 4.5. Determinação dos índices ambientais

No presente estudo, foram utilizados os índices ambientais com a finalidade de se obter a temperatura da superfície da banda termal do Landsat-5 como é o caso do índice de vegetação ajustado ao solo (IVAS, ou em inglês SAVI), proposto por Huete (1988) e o índice de área foliar (IAF, ou em inglês LAI), o mesmo é calculado a partir da calibração, assim como Allen et al. (2002).

Para se calcular o índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI), em que o mesmo busca amenizar os efeitos do solo, utiliza-se a expressão (Equação 9):

$$SAVI = \frac{(1 + L) \times (\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)}, \quad (9)$$

em que:  $L$  é um fator de ajuste do solo, que varia de 0,25 para presença de vegetação densa, 0,5 com densidade de vegetação intermediária e 1 para baixa densidade de vegetação (HUETE, 1988). Sendo o valor empregado para este estudo foi igual a 0,5.

O IAF é definido pela razão da área total de folhas contidas na vegetação ou em dado pixel pela área utilizada por essa vegetação ou pela área do pixel, a razão de se calcular este índice é devido o mesmo estar presente na expressão da emissividade. O IAF é representado pela expressão (Equação 10):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91}. \quad (10)$$

No estudo foram utilizados outros índices para verificar a possível relação dos mesmos com os comportamentos da temperatura da superfície ao longo dos anos. A obtenção desses índices já é uma metodologia utilizada e validada em vários estudos. O NDVI (ROUSE et al., 1973), NDWI (GAO, 1996), NDBI (ZHA et al., 2003) e NDBaI (ZHAO e CHEN, 2005) são índices que são utilizados para caracterizar o uso do solo e estudar as relações entre uso do solo e a ilha de calor urbana quantitativamente.

O NDVI estimado a partir da expressão abaixo (Equação 11; 12), é um índice de vegetação da diferença normalizada, isto é, este índice é utilizado para expressar a densidade da vegetação (Purevdorj et al., 1998). Os valores deste índice variam de -1 a +1; no qual para solo com vegetação os valores variam de 0 a 1 e para solo com água os valores são negativos (< 0).

$$NDVI = \frac{(\rho_{banda4} - \rho_{banda3})}{(\rho_{banda4} + \rho_{banda3})}. \quad (11)$$

Para o Landsat – 8:

$$NDVI = \frac{(\rho_{banda5} - \rho_{banda4})}{(\rho_{banda5} + \rho_{banda4})}. \quad (12)$$

O NDWI (Equação 13; 14) é um índice de água por diferença normalizada, também chamado de índice de área foliar com ausência de água, o que implica o teor de água dentro da vegetação (Zarco-Tejada et al., 2003; Jackson et al., 2004; Maki et al., 2004).

$$NDWI = \frac{(\rho_{banda4} - \rho_{banda5})}{(\rho_{banda4} + \rho_{banda5})}. \quad (13)$$

Para o Landsat – 8:

$$NDWI = \frac{(\rho_{banda5} - \rho_{banda6})}{(\rho_{banda5} + \rho_{banda6})}. \quad (14)$$

em que:  $\rho$  representa a radiância em unidades de reflectância de cada banda.

Outro índice, NDBI (Zha et al., 2003) foi introduzido no presente estudo, o qual é sensível à área construída (Equação 15; 16).

$$NDBI = \frac{(d_{banda5} - d_{banda4})}{(d_{banda5} + d_{banda4})}. \quad (15)$$

Para o Landsat – 8:

$$NDBI = \frac{(d_{banda6} - d_{banda5})}{(d_{banda6} + d_{banda5})}. \quad (16)$$

Por fim, o índice proposto por Zhao e Chen (2005), denominado de índice de nudez do solo por diferença normalizada (NDBaI). Este índice concentra os valores na faixa de -1 a 0. Esse índice é utilizado para diferenciar bem a área urbana do solo e é expressa (Equação 17; 18):

$$NDBaI = \frac{(d_{banda5} - d_{banda6})}{(d_{banda5} + d_{banda6})}. \quad (17)$$

Para o Landsat – 8:

$$NDBaI = \frac{(d_{banda6} - d_{banda10})}{(d_{banda6} + d_{banda10})}, \quad (18)$$

em que:  $d$  representa os números digitais (DN) do Landsat-TM de cada banda. O NDBaI foi proposto, analisando as características espectrais de diferentes classes de coberturas do solo. Solos totalmente descobertos (praia, terra nua, terra em desenvolvimento, entre outros) distinguem-se nas imagens com  $NDBaI > 0$ , que também se refere a solo nu primário.

As finalidades destes índices são importantes para vários estudos que tem como finalidade de obter características de diferentes tipos de solos. De acordo com Chen et al. (2006) esses índices podem ser usados para classificar diferentes classes de cobertura do solo (vegetação, água, área construída, entre outros). Os valores do índice variam para diferentes tipos de cobertura do solo, e os mesmos não são constantes.

#### **4.6. Temperatura da superfície (TS)**

Para a obtenção da temperatura da superfície (TS) foram utilizadas as imagens da banda termal do sensor TM do satélite Landsat-5 (banda 6) e TIRS do Landsat-8 (banda 10). Os processos e equações para se obter a temperatura da superfície são semelhantes e os mesmos serão descritos abaixo.

Tanto no Landsat-5, quanto no Landsat-8, o primeiro passo para se estimar a TS é determinar a radiância espectral da banda termal. Porém para o Landsat-5 a equação utilizada para se determinar a radiância já foi descrita (Eq. 1), e para o Landsat-8 a expressão (Equação 19) utilizada para se obter a radiância da banda termal é (USGS, 2016):

$$L_{\lambda 10} = M_L \times Q_{cal} + A_L \quad (19)$$

em que:  $L_{\lambda 10}$  é a radiância da banda termal;  $M_L$  é o fator de reescalonamento multiplicativo específico igual  $3,342 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ;  $Q_{cal}$  é o valor do pixel; e  $A_L$  é o fator de reescalonamento aditivo específico igual 0,1.

O segundo passo é calcular a emissividade ( $\epsilon_{NB}$ ). Então, com a obtenção desses dois processos pode-se estimar a temperatura da superfície.

A emissividade ( $\epsilon_{NB}$ ) é introduzida no espectro da banda termal em função de cada pixel não emitir radiação eletromagnética como um corpo negro. De acordo com Allen et al. (2002), a emissividade pode ser obtida, caso  $NDVI < 0$  e  $IAF < 3$ , pela expressão (Equação 20):

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \times IAF , \quad (20)$$

em que:  $\varepsilon_{NB}$  é a emissividade;  $IAF$  é o índice de área foliar. Para os pixels que apresentam  $IAF \geq 3$ ,  $\varepsilon_{NB} = 0,98$ ; e para áreas urbanas  $NDVI < 0,2$ ,  $\varepsilon_{NB} = 0,92$  (NICHOL, 2009).

A temperatura da superfície, assim como Allen et al. (2002), é obtida a partir da expressão (Equação 21):

$$T_S = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda thermal}} + 1\right)} , \quad (21)$$

Sendo:  $K_1$  ( $607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ) e  $K_2$  ( $1260,56 \text{ K}$ ) são constantes da banda termal do Landsat-5 e para o Landsat-8,  $774,89 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  e  $1321,08 \text{ K}$ , respectivamente  $K_1$  e  $K_2$ .

#### 4.7. Análise estatística

Os valores dos índices espectrais utilizados na modelagem espacial são representativos para cada centroide dos setores censitários da área urbana de Belém-PA e correspondem a média dos pixels das três imagens utilizadas na presente pesquisa (1994, 2008 e 2017).

##### 4.7.1. Índice I de Moran (I)

O índice I de Moran ( $I$ ) é um mecanismo estatístico para se verificar a dependência espacial de determinada variável, tal índice é um dos mais utilizados para este fim e estimado pela seguinte expressão, assim como Almeida et al. (2009) (Equação 22):

$$I = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} (y_i - \bar{y})(y_j - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} , \quad (22)$$

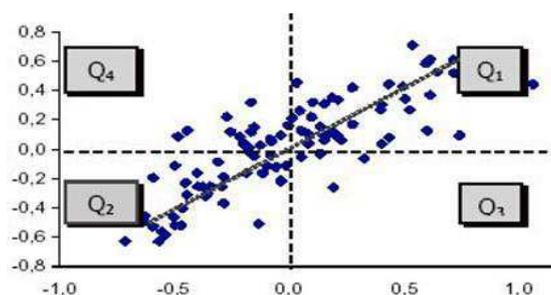
em que:  $n$  é o número de observações;  $w_{ij}$  é o elemento na matriz de vizinhança para o par  $i$  e  $j$ ;  $W$  é a soma dos ponderadores da matriz  $y_i$  e  $y_j$  são desvios em relação à média;  $\bar{y}$  é a média

Esse índice mede a autocorrelação espacial a partir do produto dos desvios em relação à média, isto é, o índice I de Moran é uma medida global da autocorrelação espacial, pois indica o grau de associação espacial presente em um conjunto de dados. Tal índice varia em um intervalo (-1,1), caso apresente independência espacial seu valor é zero (0), valores positivos (entre 0 e +1) indicam correlação direta, isto é, associação perfeita a dependência espacial, e valores negativos (entre 0 e -1) indicam correlação inversa, ou seja, refere-se a dispersão perfeita.

#### 4.7.2. Diagrama de Espalhamento de Moran

O diagrama de espalhamento de Moran (Moran Scatterplot Map) é uma maneira de visualizar a dependência espacial. Constituído por valores normalizados (valores de atributos subtraídos de sua média e divididos pelo desvio padrão), este gráfico permite analisar a variabilidade espacial de uma variável (CÂMARA et al., 2004)

Este diagrama de espalhamento é dividido em quatro quadrantes (Q1, Q2, Q3 e Q4). Cada quadrante é interpretado por:



- **Q1:** Localizado na parte superior direita, mostra as áreas que apresentam altos valores para variável em análise cercada por áreas vizinhas que também apresentam valores acima da média para a variável em análise. Esse quadrante é classificado como alto-alto (AA,+ +).
- **Q2:** Localizado na parte inferior esquerda, mostra as áreas que apresentam baixos valores para variável em análise cercada por áreas vizinhas que também apresentam valores abaixo da média para variável em análise. Esse quadrante é classificado como baixo-baixo (BB,- -).
- **Q3:** Localizado na parte inferior direita, mostra as áreas que apresentam altos valores para variável em análise cercada por áreas vizinhas que apresentam valores abaixo da média para variável em análise. Esse quadrante é classificado como alto-baixo (AB,+ -).

- **Q4:** Localizado na parte superior esquerda, mostra as áreas que apresentam baixos valores para variável em análise cercada por áreas que apresentam valores acima da média para a variável em análise. Esse quadrante é classificado como baixo-alto (BA,- +).

#### 4.7.3. Regressão Clássica (RC)

Um modelo de regressão (Equação 23) baseia-se no interesse em avaliar a relação de uma variável (Y) em relação às variáveis independentes ou covariáveis (X), isto é, o relacionamento entre duas ou mais variáveis de forma que uma delas possa ser explicada ou ter seu valor predito por meio de outras variáveis (CORRAR et al., 2007). No caso de dados espaciais, havendo autocorrelação espacial, o modelo gerado deve incorporar a estrutura espacial, já que a dependência entre as observações afeta a capacidade de explicação do modelo (CÂMARA e MONTEIRO, 2001).

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_n X_n + \varepsilon_i , \quad (23)$$

em que:  $Y_i$  é uma observação da variável dependente,  $X_1, X_2, \dots, X_n$  são as variáveis independentes,  $\beta = (\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_n)$  são denominados como coeficientes de regressão correspondentes, e  $\varepsilon_i$  é o erro associado as observações da variável dependente.

A suposição de que as observações sejam independentes simplifica o modelo, mas no contexto de dados de área, esta simplificação é pouco provável que aconteça, por causa da possibilidade de dependência espacial entre os termos do erro. Uma alternativa é utilizar um modelo espacial auto regressivo misto (Spatial Lag Model), que atribui à variável resposta  $y_i$  a autocorrelação espacial ignorada. Outra alternativa é a aplicação de um modelo de erro espacial (Spatial Error Model), que considera os efeitos espaciais como um ruído, isto é, como um fator a ser removido (FISCHER e LESAGE, 2010).

#### 4.7.4. Modelo espacial Auto regressivo (MEAR)

O modelo espacial auto regressivo, permite que as observações da variável dependente  $y_i$  na área  $i$  ( $i = 1, \dots, n$ ) dependam de observações em áreas vizinhas com  $j \neq i$  (CÂMARA et al., 2004), assumindo a forma (Equação 24):

$$Y_i = \rho \sum_{j=1}^n W_{ij} y_j + \sum_{q=1}^Q X_{iq} \beta_q + \varepsilon_i , \quad (24)$$

em que:  $\varepsilon_i$  é o erro,  $W_{ij}$  é o  $(i, j)$ -ésimo elemento da matriz espacial de ordem  $n$  (isto é,  $n$  por  $n$ ). O escalar  $\rho$  é um parâmetro (a ser estimado) que vai determinar a intensidade da relação espacial auto regressiva entre  $y_i$  e  $\sum_j W_{ij} y_j$ , esse parâmetro possui como interpretação o efeito médio da variável dependente relativo à vizinhança espacial na região em questão. O vetor  $Wy$  é conhecido como lag espacial, a matriz  $X$  contém as observações das variáveis independentes e o vetor  $\beta$  possui coeficientes para as variáveis independentes.

#### 4.7.5. Modelo de erro espacial (MEE)

O modelo de erro espacial ocorre quando a dependência espacial é obtida através do processo de erros, em que os erros das diferentes áreas podem apresentar covariância espacial (BIVAND e PIRAS, 2015), determinado pela expressão (Equação 25):

$$\varepsilon_i = \rho \sum_{j=1}^n W_{ij} \varepsilon_j + u_i , \quad (25)$$

em que:  $\rho$  é o parâmetro auto regressivo que indica a intensidade da autocorrelação espacial entre os resíduos da equação observada, esse parâmetro mensura o efeito médio dos erros dos vizinhos em relação ao resíduo da região em questão e  $u_i$  é o termo do erro aleatório, tipicamente assumindo ser *i.i.d.* A autocorrelação espacial nesses modelos de erro espacial aparece nos termos de erro.

Em notação matricial pode ser escrita (Equação 26):

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \lambda \mathbf{W} \boldsymbol{\varepsilon} + \mathbf{u} \quad (26)$$

Assumindo  $|\lambda| < 1$ , chega-se na seguinte expressão (Equação 27):

$$\boldsymbol{\varepsilon} = (\mathbf{I} - \lambda \mathbf{W})^{-1} \mathbf{u} \quad (27)$$

Inserindo a expressão acima no modelo de regressão clássica, chega-se ao seguinte modelo de erro espacial (Equação 28):

$$\mathbf{y} = \mathbf{X}\boldsymbol{\beta} + (\mathbf{I} - \lambda \mathbf{W})^{-1} \mathbf{u} \quad (28)$$

Com  $E[\mathbf{u}\mathbf{u}'] = \sigma^2 \mathbf{I}$ , sendo que a matriz de variâncias e covariâncias é definida da seguinte forma (Equação 29):

$$E[\boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}'] = \sigma^2 (\mathbf{I} - \lambda \mathbf{W})^{-1} (\mathbf{I} - \lambda \mathbf{W}')^{-1} \quad (29)$$

O MEE é caracterizado como uma junção do modelo de regressão clássica com o modelo auto regressivo espacial em termos do erro  $\boldsymbol{\varepsilon}$ . Portanto, seu valor esperado é igual ao modelo de regressão clássica.

#### 4.7.6. Seleção de modelos

Segundo Dobson e Barnett (2011) o algoritmo de ajuste deve ser aplicado não apenas para um modelo, mas sim para vários modelos de um conjunto bem amplo que deve ser relevante para a natureza das observações que se pretende analisar. Se o processo é aplicado a um único modelo, não levando em consideração possíveis modelos alternativos, existe o risco de não se obter modelos mais adequados aos dados. Similarmente aos modelos de regressão usual, pelo critério de Akaike, deve-se encontrar um submodelo para o qual a quantidade abaixo seja minimizada (Equação 30):

$$AIC = D(\mathbf{y}; \hat{\boldsymbol{\mu}}) + 2p \quad (30)$$

em que:  $D(y; \hat{\mu})$  é a distância entre o logaritmo da função de verossimilhança do modelo saturado ( $q$  parâmetros) e do modelo sob investigação ( $p$  parâmetros) avaliado na estimativa de máxima verossimilhança  $\hat{\beta}$ . Um valor pequeno para a função desvio indica que, para um número menor de parâmetros, tem-se um ajuste tão bom quanto o ajuste com o modelo saturado.

Na interpretação dos valores do coeficiente de correlação gerados pelos modelos estatísticos, os mesmos foram classificados de acordo com Rowntree e O'Hehir (1981) e são apresentados na Tabela 4:

**Tabela 4.** Classificação da intensidade da correlação.

Classificação	Intervalo
Muito fraca	0,0 – 0,2
Fraca	0,2 – 0,4
Moderada	0,4 – 0,7
Forte	0,7 – 0,9
Muito forte	0,9 – 1,0

Fonte: Rowntree e O'Hehir (1981); adaptado: Autor (2019)

#### 4.7.7. Testes estatísticos

O teste de Pettitt é utilizado para testar se uma determinada série histórica apresenta ou não alteração no tempo, ou seja, se tal série apresenta tendência (MELO et al., 2018). As hipóteses estão compostas por: hipótese nula de que a série apresenta homogeneização, isto é, não apresenta alteração e tendência; a hipótese alternativa de que a série apresenta uma quebra ou alteração, objetivando de que existe tendência (negativa ou positiva).

Na Tabela 5 tem-se a representação resumida do teste utilizado, sendo que os mesmos foram aplicados ao nível de significância de 0,05.

**Tabela 5.** Apresentação do teste e suas respectivas hipóteses.

Teste Pettitt

$H_0$ : A série temporal é homogênea

$H_1$ : Há quebra ou alteração na série temporal, não homogênea

Tomar decisão: se o p-valor for maior do que  $\alpha$ , por exemplo  $p > 0,05$  (não rejeita  $H_0$ ).

## 5. RESULTADO E DISCUSSÃO

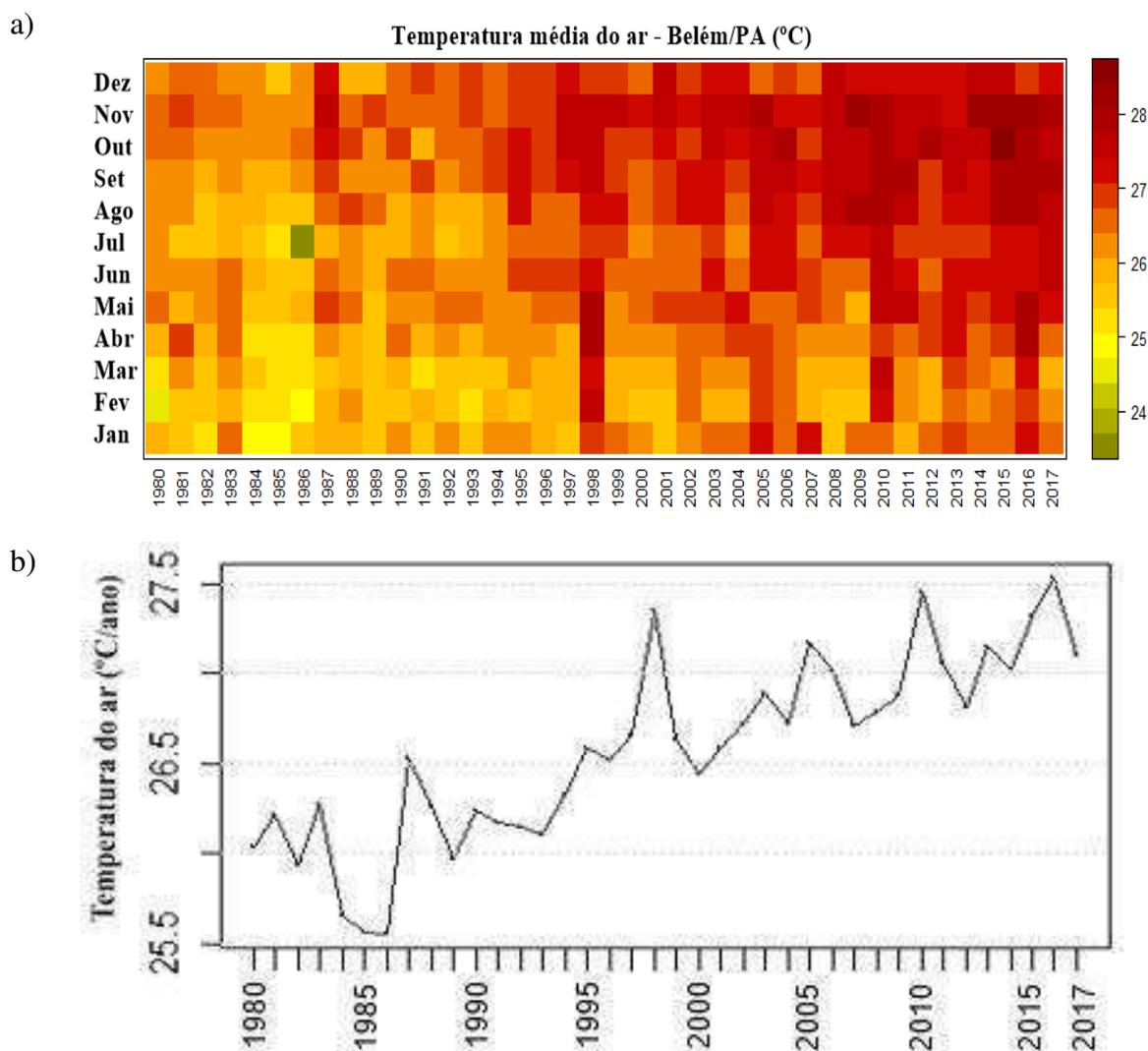
### 5.1. *Análise da variabilidade das variáveis meteorológicas*

Na análise constituída por dados meteorológicos registrados pelo INMET, observa-se que a variabilidade mensal da temperatura média do ar apresentou aumento em seus valores no período de 1980 a 2017 (Fig. 5a), principalmente no período menos chuvoso, que se estendem pelos meses de junho a novembro, e nos meses mais secos (setembro, outubro e novembro) aonde concentram os maiores valores de temperatura média do ar (29,0 - 30,0 °C). Este aumento é devido ao armazenamento de calor e posteriormente a emissão do mesmo, pois os materiais empregados em regiões urbanas tem forte grau de absorção. Sendo assim, regiões urbanizadas apresentam fraco fluxo de calor latente, pela razão da pouca presença de corpos hídricos, e intensificação do fluxo de calor sensível causando o aumento da temperatura do ar (OKE, 1987)

Já nos meses de dezembro a maio apresentam menores valores em relação aos meses supracitados, principalmente nos anos de 1980 e 1990 que apresentaram em média valores de 25,0 °C. Entretanto pode-se observar o incremento nos valores de temperatura a partir do ano de 1995, na qual foi registrada neste ano uma temperatura média do ar de 28 °C, isto é, um acréscimo de 3 °C do que era registrado em anos anteriores. E que a partir deste ano observa-se uma forte variabilidade nos valores de temperatura do ar em anos seguintes, demonstrando tendência positiva no aumento da temperatura do ar no período estudado.

Nota-se que a variabilidade anual da temperatura média do ar (Fig. 5b) apresenta tendência positiva nos valores registrados, e tal aumento pode está diretamente relacionado com o crescimento urbano da cidade. Ainda sim verificou-se até o ano de 1995 valores inferiores aos 26,5 °C, e desde então, este mesmo valor de temperatura não foi mais registrado, ou seja, um novo padrão térmico pode ser responsável pela quebra nos valores homogêneos configurados até então, e assim pode-se associar uma possível interferência de escala maior e/ou influência direta da alteração do uso do solo.

Neste contexto, o estudo corrobora com a pesquisa realizada por Souza et al. (2015) que constataram que na cidade de Belém e na cidade de Manaus a temperatura média do ar apresentou tendência positiva no período que se estende de 1961 a 2010. Demonstrando que houve elevação na temperatura média do ar nos municípios de Belém e Manaus.



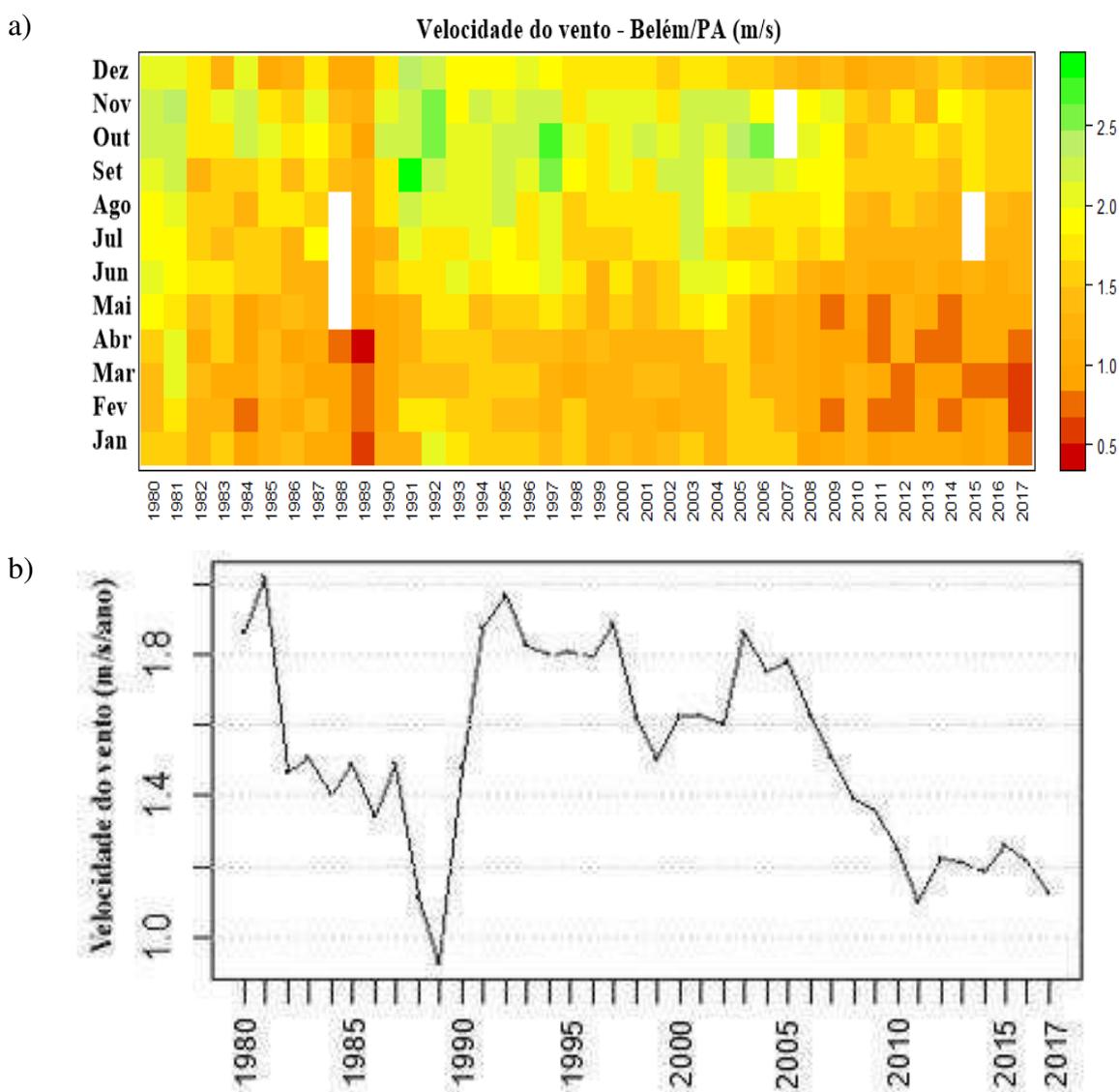
**Figura 5.** a) Variabilidade mensal da temperatura média do ar (°C); b) Variabilidade anual da temperatura média do ar (°C) da cidade de Belém/PA. (Fonte: Autor, 2019)

Verifica-se que a variabilidade mensal da velocidade do vento (Fig. 6a) apresenta valores menos intensos no primeiro semestre dos anos, principalmente a partir de 2009, na qual nota-se uma forte diminuição na intensidade do vento com valores aproximados de 0,5 m/s, favorecendo a retenção e aumento do fluxo de calor sensível e assim diminuindo a renovação do gradiente de temperatura do ar.

Entretanto, no segundo semestre, observa-se que não houve uma grande diferença entre os valores de velocidade do vento apresentando valores em torno de 1,5 e 2,0 m/s em média. Demonstrando que em períodos mais chuvosos a velocidade do vento tende a diminuir, sabendo-se que a energia radiativa é o principal gerador dos ventos, pois neste período a incidência solar é impedida de chegar a superfície terrestre através da nebulosidade devido a grandes sistemas convectivos nesta época do ano

(SOUZA et al., 2015; SANTOS et al., 2017). Somado a isso, a presença de rugosidade também influencia neste decréscimo da velocidade do vento, ou seja, a presença de edificações urbanas, relevo que causam atrito com o vento.

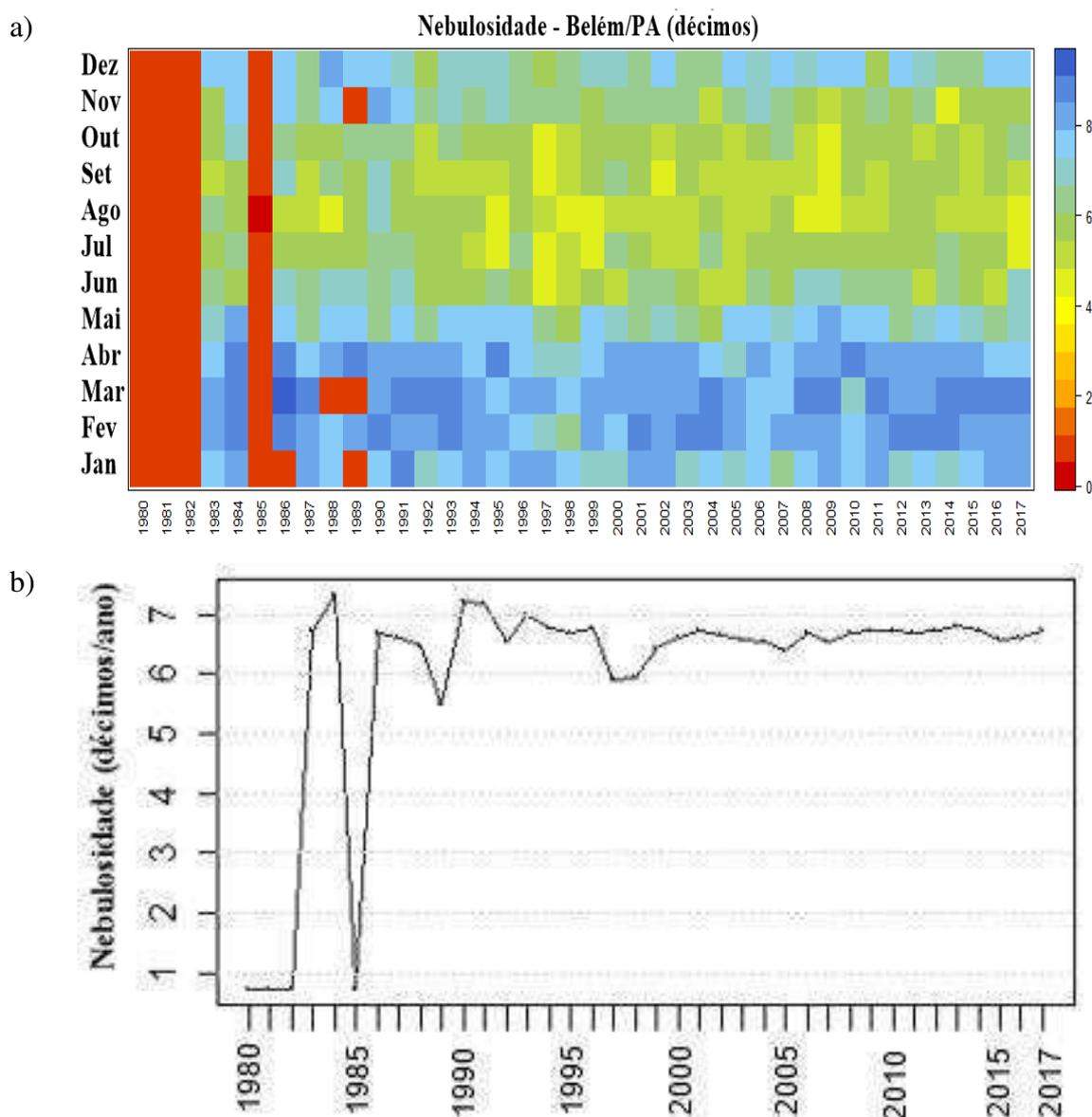
Ratificando o que foi supracitado, observa-se que neste período da análise a variabilidade anual da velocidade do vento (Fig. 6b) apresenta uma severa diminuição em sua magnitude a partir do ano de 2004, gerando um forte indicio que o aumento da rugosidade pode ser um dos fatores predominantes deste decréscimo na velocidade do vento.



**Figura 6.** a) Variabilidade mensal da velocidade do vento (m/s); b) Variabilidade anual da velocidade do vento (m/s) da cidade de Belém/PA. (Fonte: Autor, 2019)

Como dito anteriormente a nebulosidade é um dos fatores que interferem tanto na temperatura do ar, quanto na intensidade do vento. Pois além de ser um indicador de presença da ocorrência de chuva, também impede que os raios solares incidam na superfície terrestre. Entretanto, o inverso também ocorre, ou seja, a nebulosidade impede que a energia emitida pelo solo seja “jogada” para a atmosfera fazendo que essa mesma energia seja retida na camada mais próxima da superfície, causando uma elevação na temperatura do ar e no desconforto térmico, sendo que o grau de intensidade tanto da variável temperatura do ar quanto do parâmetro conforto térmico está diretamente relacionado com o volume da poluição que as regiões urbanas geram e emitem para o ar.

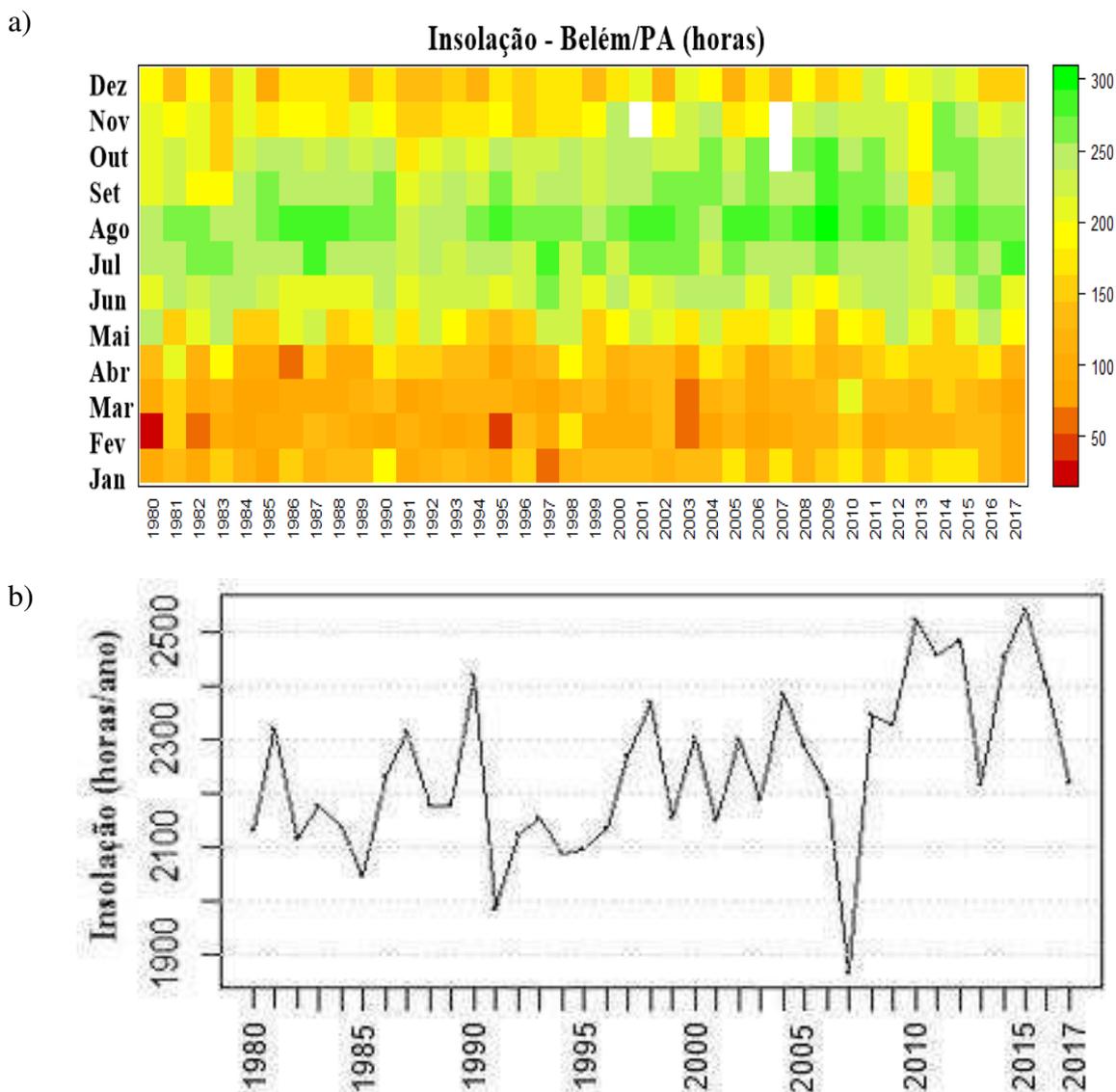
Na variabilidade mensal da nebulosidade (Fig. 7a) nota-se que não houve variações consideráveis, ou seja, no intervalo destes 37 anos apresentou praticamente os mesmos padrões, tanto de maiores valores de nebulosidade nos meses mais chuvosos quanto de menores valores nos meses menos chuvosos. Deste modo, o mesmo padrão é verificado na variabilidade anual (Fig. 7b) não apresentando tendência negativa e nem positivas. Porém apresentando variações no decorrer dos anos, entretanto sem nenhuma flutuação considerável, além das falhas de registro nos de 1980-1982, 1985-1986 e 1989.



**Figura 7.** a) Variabilidade mensal da nebulosidade (décimos); b) Variabilidade anual da nebulosidade (décimos) da cidade de Belém/PA. (Fonte: Autor, 2019)

De acordo com a variabilidade mensal da insolação (Fig. 8a) é possível observar que no período em questão, tal variável não apresentou alteração na série, isto é, nos meses em que apresentam menor presença de nuvens a insolação tende de ser maior, apresentando valores médios mensais de 260 horas de insolação. E em meses com maior presença de nebulosidade a insolação foi menor, com valores, em média, de 80 horas. Demonstrando que a própria nebulosidade tanto intensifica a elevação da temperatura através dos fatores urbanos, quanto auxilia para que este processo do aquecimento da camada superficial não se intensifique, através da “barreira” que as nuvens geram em relação à energia proveniente do sol. (VIANELLO, 2012).

Também é possível verificar que de acordo com a variabilidade anual da insolação (Fig. 8b) uma configuração de tendência positiva cujo comportamento é de aumento da insolação no decorrer dos anos, mesmo com valores extremos em decorrência de falhas de registro. Demonstrando um possível incremento na sensação térmica afetando o conforto térmico humano e, principalmente, induzindo o aumento da temperatura média do ar.



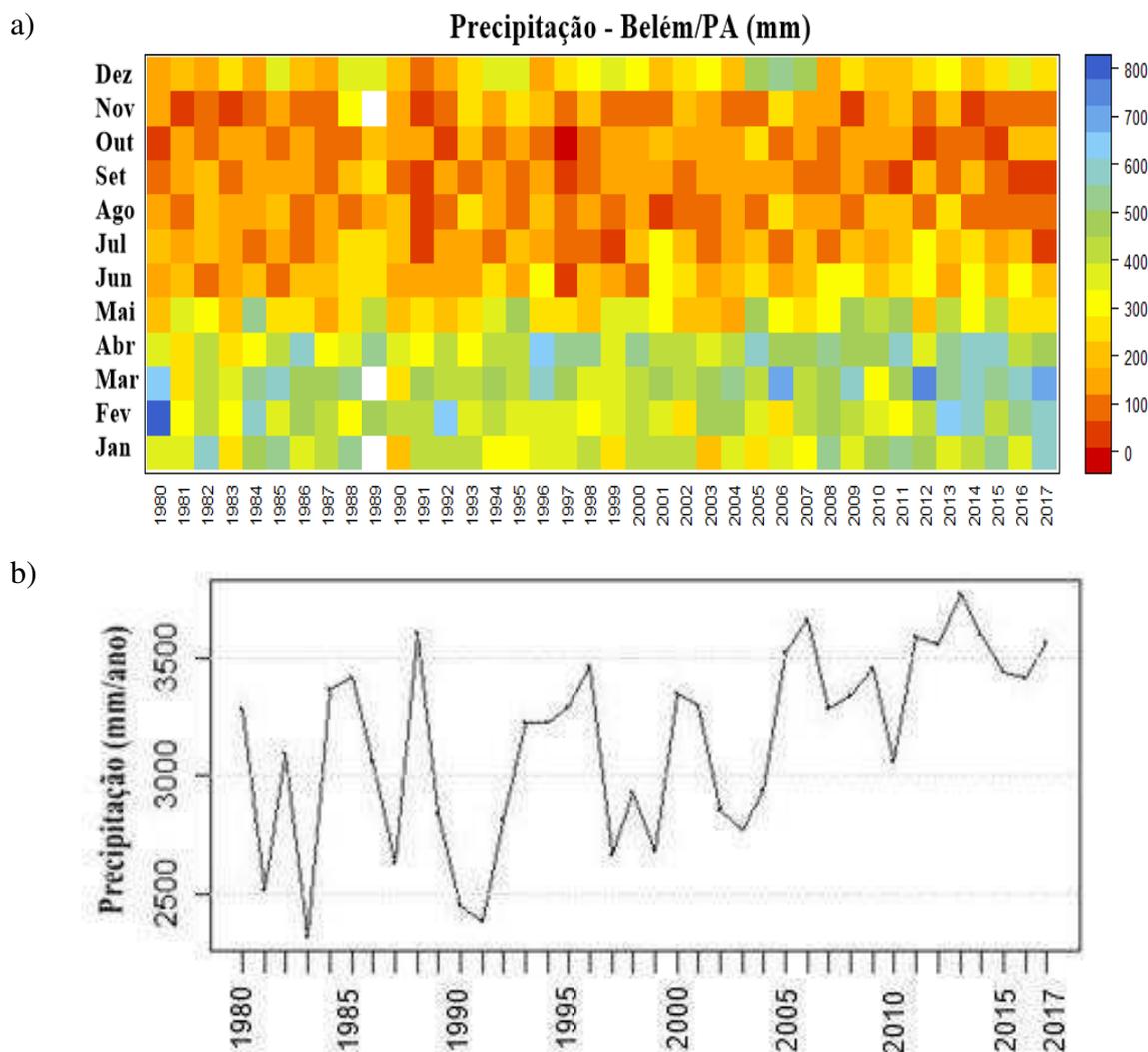
**Figura 8.** a) Variabilidade mensal de insolação (horas); b) Variabilidade anual de insolação (horas) da cidade de Belém/PA. (Fonte: Autor, 2019)

A precipitação pluvial consiste em uma variabilidade mensal (Fig. 9a) diretamente associada à variabilidade da nebulosidade, pois apresentam uma distribuição semelhante cuja ocorrência de chuva é maior nos primeiros meses do ano

(janeiro, fevereiro, março) com valores que chegam até 800 mm (fevereiro/1980 e março/2012) e de acordo com a análise houve um aumento no volume pluviométrico nos últimos 7 anos, na qual é confirmado pela variabilidade anual (Fig. 9b), demonstrando que além de intensificações de sistemas meteorológicos, este crescente volume pode estar relacionado com os processos e fatores urbanos como é o caso de poluentes, que através de partículas emitidas para a atmosfera são responsáveis para a formação de nebulosidade e, conseqüentemente, ocorrências de chuvas. De acordo com Souza et al. (2015), Belém apresenta tendência positiva na precipitação pluvial e que esta tendência está relacionada diretamente com o aquecimento e crescimento urbano nas regiões onde apresentam intensa urbanização.

Além do que foi supracitado, também se verifica que nos meses em que não ocorrem chuva com mesmo volume pluviométrico dos primeiros meses do ano, a região urbana do município de Belém apresenta em média 200 mm/mês, nos meses de setembro a novembro, demonstrando que nos meses em que o volume pluviométrico é menor, o processo de evapotranspiração é intenso e muito rápido, acentuando em determinados locais da região urbana o aquecimento da camada superficial.

Este aquecimento está diretamente associado com o conforto térmico e no aumento da temperatura do ar, pois quando a gotícula da chuva entra em contato com objetos de forte armazenamento de calor presentes nas regiões urbanas, esta gotícula sofre evaporação entrando no estado gasoso e este vapor quente oriundo do objeto se eleva para atmosfera gerando um aumento na temperatura do ar e conseqüentemente, resultando em desconforto térmico para a população.

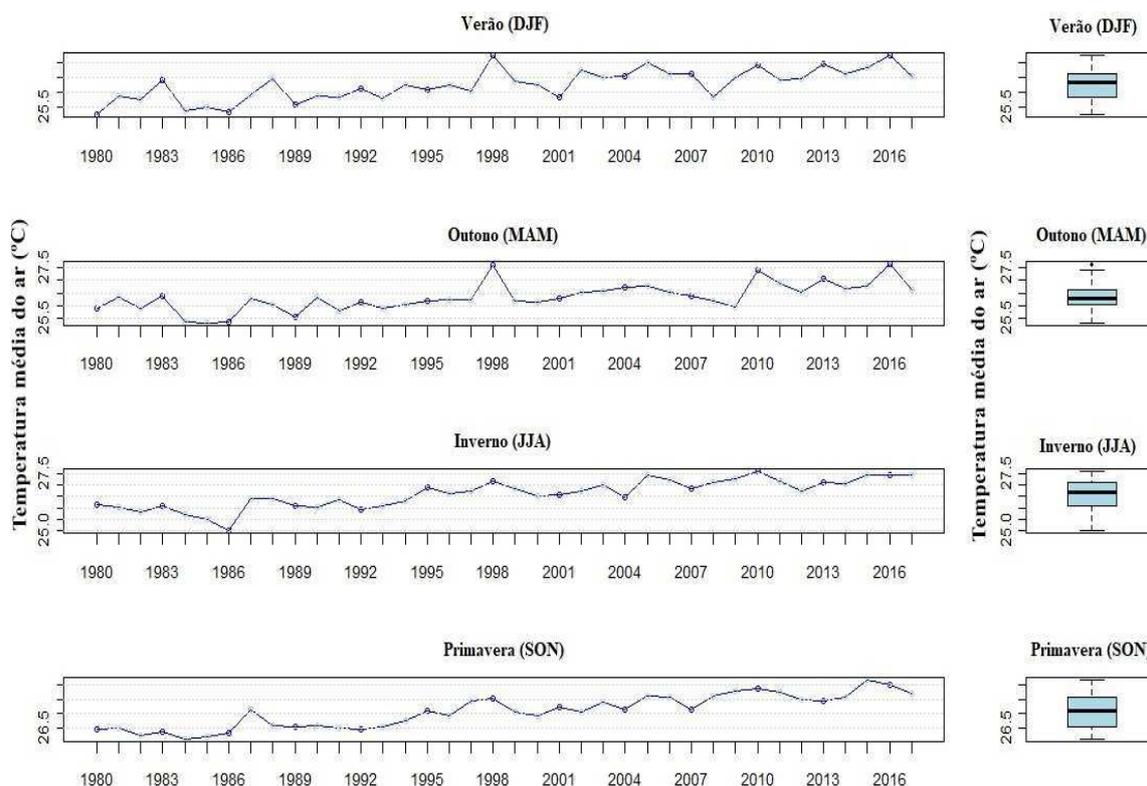


**Figura 9.** a) Variabilidade mensal da precipitação acumulada (mm); b) Variabilidade anual da precipitação acumulada (mm) da cidade de Belém/PA. (Fonte: Autor, 2019)

A partir do padrão apresentado pelas variáveis meteorológicas utilizadas no presente estudo foi possível observar alterações significativas no decorrer da série temporal da temperatura do ar e velocidade do vento que podem estar diretamente relacionadas com a expansão do processo de crescimento urbano. Deste modo, analisou-se o comportamento sazonal das mesmas com o intuito de verificar que período do ano os valores destas variáveis são mais significativos.

A sazonalidade da temperatura média do ar (Fig. 10) apresenta elevação nos valores em todas as estações do ano, entretanto nos meses de inverno e, principalmente, nos meses de primavera os valores de temperatura do ar são mais intensos, ou seja, nos meses de primavera os valores oscilam entre 26,0 e 28,0 °C com média de 27,0 °C e em comparação com os meses de verão, em que oscilam entre 25,5 °C e 27,0 °C com média

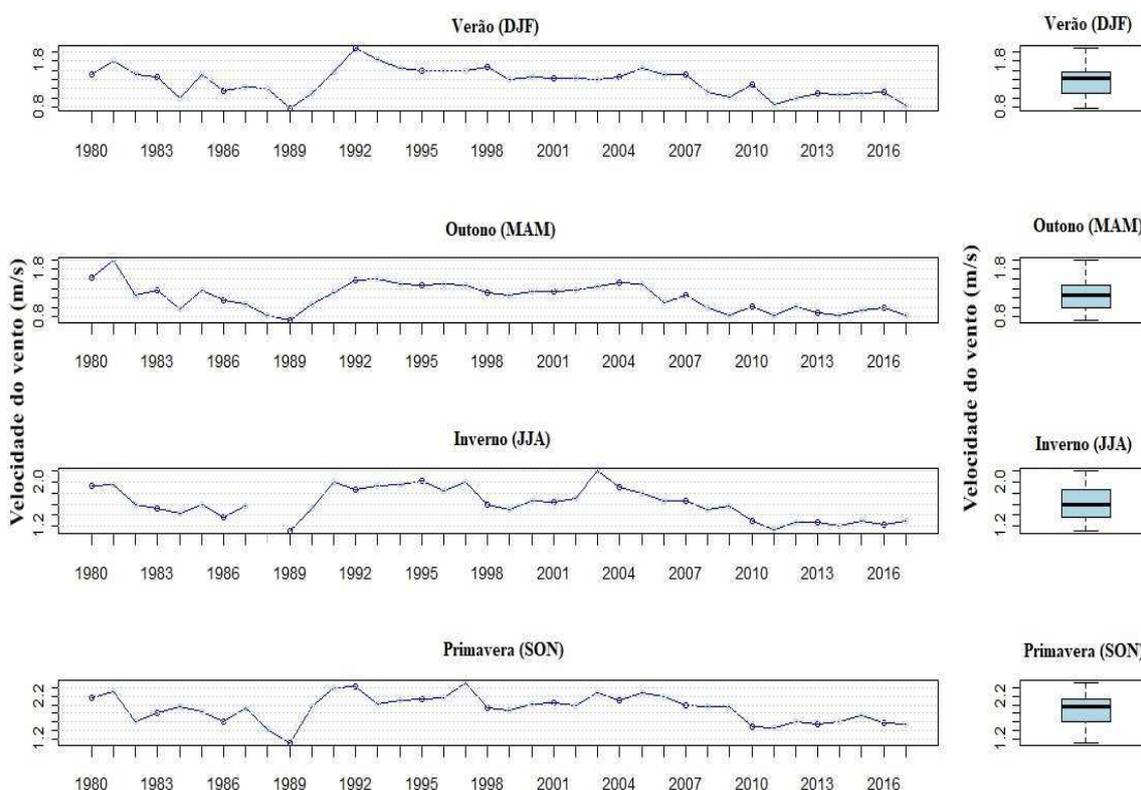
de 26,3 °C, é nítido que nos meses mais secos a temperatura do ar apresente valores maiores e assim podendo intensificar o fenômeno da ilha de calor urbana devido ao mecanismo de armazenamento de calor e perduração no tempo de emissão deste calor de volta para a atmosfera, portanto nas noites dos meses de primavera a ilha de calor urbana tende a ser mais intensa que nas noites dos meses de verão, pois quanto maior tempo de exposição a energia solar maior será o armazenamento de calor.



**Figura 10.** Variabilidade sazonal da temperatura média do ar (°C) de Belém/PA. (Fonte: Autor, 2019)

Na análise da variabilidade sazonal da velocidade do vento (Fig. 11) apresenta o inverso do que acontece com a temperatura do ar, ou seja, a diminuição da velocidade do vento é verificada nos meses de verão e outono, registrando valores mínimos de 0,8 m/s, podendo ocasionar o aprisionamento de calor na região nesse período, pois como dito anteriormente, o vento tem como função renovar o gradiente de temperatura do ar, isto é, retirar ar quente de uma região para outra e ao retirar este ar quente, por consequência, ameniza a taxa de calor. Portanto, a velocidade do vento pode influenciar na intensificação da ilha de calor urbana e também na sua própria formação, pois como, visto com a diminuição da velocidade do vento o processo de armazenamento do calor será facilitado devido à rugosidade proveniente de fatores como edificações e neste contexto de sazonalidade o forte efeito convectivo que é intensificado, pois nos meses

de verão e outono (meses mais chuvosos) a energia proveniente do sol é intensa na região equatorial e de acordo com Vianello (2012) quanto maior a disponibilidade de energia, maior será a temperatura do ar, afetando diretamente as componentes do vento e também intensificando os processos convectivos (nebulosidade). Portanto, quanto mais formação de nebulosidade sobre a região, menor será a circulação do ar, pois as nuvens impedem a penetração dos raios solares de incidirem na superfície. Além deste fator, a rugosidade da superfície interfere diretamente na circulação e velocidade do vento, como são os casos dos relevos e nas regiões urbanas as edificações.



**Figura 11.** Variabilidade sazonal da velocidade do vento (m/s) de Belém/PA. (Fonte: Autor, 2019)

Para endossar as análises da variabilidade anual e sazonal, foi aplicado o teste de Pettitt que tem como propósito identificar se houve ou não alteração em uma determinada série histórica, neste caso uma série histórica de 37 anos através das variáveis meteorológicas (temperatura do ar, velocidade do vento, insolação e precipitação).

Suas hipóteses se resumem em: hipótese nula ( $H_0$ ), na qual comprova que uma determinada série não sofreu alteração, ou seja, a série é considerada homogênea; e hipótese alternativa ( $H_1$ ), consiste que a série histórica apresentou uma quebra ou alteração, isto é, a série se torna não homogênea.

Os resultados obtidos a partir do teste de Pettitt (Tabela 6), apresentaram tendência positiva na temperatura do ar (média, máxima, mínima), isto é, apresentaram significância  $\alpha < 0,05$ , demonstrando que houve aumento na temperatura do ar na camada superficial da atmosfera podendo estar relacionado a fatores de mudança do uso do solo que por sua vez altera parâmetros meteorológicos como é o caso da evapotranspiração, isto é, a modificação do espaço natural para um ambiente artificial alteram drasticamente o balanço de energia (OKE, 1987) e conseqüentemente a condição térmica da cidade.

De acordo com Corrêa et al. (2016), a presença de concreto, asfalto e pouca vegetação contribui significativamente a intensidade da temperatura do ar, demonstrando que o fator condicionante para o aumento da temperatura do ar é a atuação antropogênica no ambiente.

**Tabela 6.** Alterações abruptas em séries temporais das variáveis meteorológicas, utilizando o teste de Pettitt. (M1- média antes da quebra; M2 – média depois da quebra)

Variável	M1	M2	Diferença	p-valor
Temperatura média do ar (°C)	26,1	27,0	+ 0,9	< 0,0001
Temperatura máxima do ar (°C)	31,4	32,5	+ 1,1	< 0,0001
Temperatura mínima do ar (°C)	22,2	23,1	+ 0,9	< 0,0001
Velocidade do vento (m/s)	1,6	1,2	- 0,4	< 0,0001
Insolação (horas)	179,0	196,2	+ 17,2	0,0136
Precipitação (mm)	265	-	-	0,2372

A temperatura do ar apresentou quebra no início dos anos de 1994 (temperatura mínima do ar) e 1997 (temperatura máxima do ar, temperatura média do ar), demonstrando que o aumento ocorre primeiro na variável da temperatura mínima do ar, que apresentou um acréscimo de 0,9 °C na média, por seguinte na temperatura média do ar que mostrou um incremento de 0,9 °C e a temperatura máxima do ar apresentou um acréscimo na quebra da série de 1,0 °C. Corroborando, Santamouris (2001) relatam que nas regiões urbanas a temperatura tende a aumentar devido a presença de edificações que armazenam energia (calor) e intensificam a elevação da temperatura do ar, justificando a alteração na temperatura mínima do ar. A tendência positiva também é verificada na insolação, dada em horas, demonstrando o aumento no tempo de insolação e intensificando processo de aquecimento da superfície.

Também foi possível verificar que a velocidade do vento apresentou uma tendência negativa, ou seja, verificou-se que a velocidade do vento (m/s) diminuiu com o decorrer dos anos com significância  $\alpha < 0$ , apresentando queda nos valores a partir do mês de dezembro de 2007, na qual a média foi de 1,6 para 1,2 m/s, uma diferença de -0,4 m/s. E que de acordo com os resultados obtidos por Liu et al. (2018), a velocidade do vento na cidade Pequim, capital da China, durante o período de 1991 a 2011 apresentou redução tanto na componente horizontal quanto na componente vertical, demonstrando que a rugosidade e o atrito interferem diretamente na velocidade do vento, tendo como a principal causa o aumento da rugosidade da região, demonstrando que a expansão de áreas edificadas é um fator indicativo da fricção/atrito.

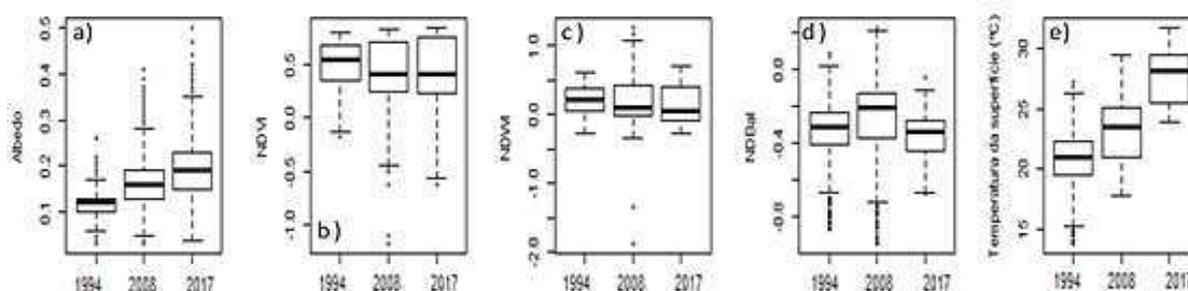
Concernente, o estudo realizado, para a cidade de São Paulo/SP, por Santos et al. (2017), verificaram que a rugosidade, gerada pelo aumento no número de edifícios, proporciona uma “barreira” impedindo a circulação do vento cujo atrito gerado pode ser causado pela posição e textura dos mesmos. Já em relação a Precipitação pluvial não apresentou alteração, isto é, mostrou que os dados são homogêneos. Neste contexto, Gago et al. (2013) afirmam que a combinação de grande densidade de edificações e ruas estreitas aprisionam o ar quente e reduzem o fluxo de ar, gerando ventos de baixa velocidade e intensificando o efeito da ilha de calor urbana. Não obstante, as medições de velocidade do vento em áreas urbanas, mostram uma redução na velocidade média, fortalecendo a formação da ICU.

## ***5.2. Variabilidade dos dados biofísicos***

A variabilidade anual dos índices Albedo, NDVI, NDWI, NDBaI e da TS é demonstrada a partir da (Fig.12), na qual apresentou como resultado o aumento da taxa de refletividade (Albedo), redução das áreas verdes e corpos hídricos (NDVI e NDWI), variação em termos de solo exposto (NDBaI) e a elevação da temperatura superficial da malha urbana da cidade de Belém.

A variabilidade do Albedo (Fig. 12a) está diretamente associado a mudança da cobertura do solo, como no caso a inserção dos materiais característicos do processo de urbanização (pavimentação, concreto). Sendo assim, verifica-se o acréscimo na taxa de refletividade na malha urbana do município de Belém, apresentando em 1984 um valor médio de 0,11; mínimo de 0,05; valor máximo de 0,16, e no ano de 2017 a taxa de refletividade alcançou na média o valor de 0,19; mínima de 0,02; máxima de 0,35

aproximadamente. Demonstrando que o material utilizado nas zonas urbanas tem forte grau de refletividade.



**Figura 12.** Variabilidade anual do Albedo (a), NDVI (b), NDWI (c), NDBaI (d) e Temperatura da superfície (e) para os anos de 1994, 2008 e 2017 para área urbana do município de Belém-PA. (Fonte: Autor, 2019)

A variabilidade do índice de vegetação (Fig. 12b), diferentemente do Albedo, observa-se um decréscimo da cobertura vegetal na malha urbana de Belém, cujo valores médios de 1994 para 2017 decresce, isto é, nota-se a partir desses valores que no decorrer deste período ocorreu a diminuição da cobertura vegetal da região. Entretanto, vale salientar que esta forte redução de áreas verde ocorreu de fato no período de 1994 e 2008, no intervalo de apenas 14 anos os valores médios de NDVI diminuíram, aproximadamente, de 0,6 para 0,4. De 2008 para 2017, os valores de NDVI praticamente não sofreram alterações, embora os valores máximos e mínimos tenham se intensificado.

Ao analisar a variabilidade anual do índice de água (Fig. 12c) observa-se uma semelhança com a variabilidade do NDVI, em que nota-se uma leve redução de corpos hídricos na região urbana de 1994 a 2017, cuja diferença dos valores médios foram de 0,4. Demonstrando que além da retirada da cobertura vegetal que também retém água, a mudança do solo faz com que o mesmo não absorva e armazene água devido a impermeabilização do solo.

A variação do índice de solo exposto (Fig. 12d) apresentou valores elevados no ano de 2008, demonstrando que houve um acréscimo de zonas com solo exposto no período de 1994 a 2008, e apresentou um leve decréscimo deste tipo de solo no período de 2008 a 2017.

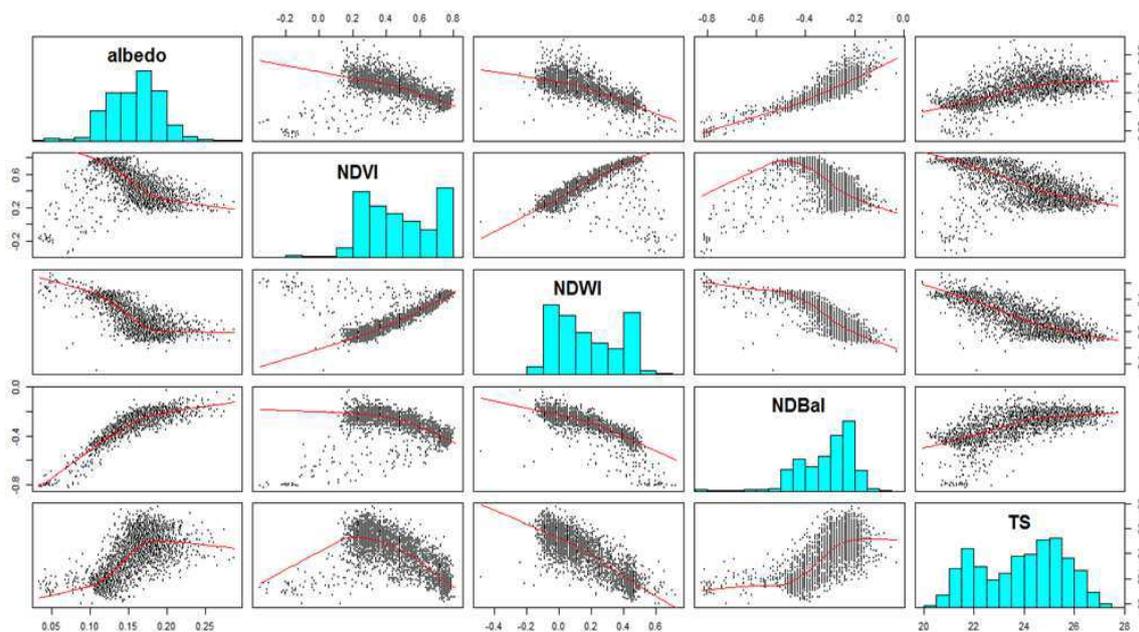
No caso da variabilidade da temperatura da superfície (Fig. 12e) verifica-se o acréscimo nos valores médios de cada ano. Em 1994, a temperatura média da superfície era de, aproximadamente, 21 °C; em 2008 a média era de 24 °C e já em 2017 a temperatura média da superfície foi, aproximadamente, 27 °C. então, verificou-se que

no intervalo de 23 anos (1994 a 2017) a temperatura média da superfície elevou cerca de 6 °C, demonstrando que a mudança do uso do solo, dos materiais empregados na construção da área urbana acarretaram o aumento da temperatura da superfície na região urbana de Belém.

### ***5.3. Análise de correlação***

De acordo com o histograma e diagrama de dispersão (Fig. 13) dos índices Albedo, NDVI, NDWI, NDBaI e TS a partir da média dos 3 anos (1994, 2008 e 2017) é possível observar que o balanço de energia é comprometido pois a retirada da cobertura vegetal (NDVI) e conseqüentemente, o aumento de áreas com solo exposto e de áreas construídas (NDBaI) favorecem a elevação da taxa de refletividade (albedo) e aumento da temperatura da superfície (TS). Demonstrando que a diminuição do fluxo do calor latente, isto é, o decréscimo do processo de evapotranspiração observado pelos índices de vegetação e de água (NDVI, NDWI) intensifica a componente do fluxo calor sensível, ou seja, o aquecimento do ar no ambiente se intensifica. Corroborando, Pimentel (2017) teve como estudo a análise do clima urbano da cidade de Juiz de fora – MG, no qual a autora observou que a elevação da temperatura está diretamente ligada com a diminuição das áreas verdes e que a presença dessas coberturas vegetais atua na amenização da temperatura.

Na análise dos valores de cada índice e suas relações com os demais, observa-se que o albedo apresenta maior densidade de pontos no intervalo de 0,10 a 0,20 e os mesmos apresentam uma tendência mais linear e positiva com o NDBaI (0,89) devido ao que o índice representa que são as características de solo exposto e de construção, contribuindo para o aumento da taxa de refletividade. Embora o Albedo tenha apresentado uma correlação positiva com a temperatura da superfície (0,67) seus pontos são mais dispersos, principalmente no intervalo citado. Outro fator é a relação do Albedo com os índices que resultaram em uma correlação negativa, no caso o NDVI (-0,68) e o NDWI (-0,77) demonstrando que a vegetação e corpos d'água consistem em uma taxa de refletividade menor.



**Figura 13.** Histograma e diagrama de dispersão entre os valores médio de Albedo, NDVI, NDWI, NDBaI e temperatura da superfície para área urbana do município de Belém-PA. (Fonte: Autor, 2019)

Tendo agora como referência o Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), pode-se notar que os valores estão mais concentrados no intervalo de 0,2 a 0,8; e que a relação mais ajustada foi com o NDWI, isto é, apresentou uma grande densidade de pontos bastante linear e além do Albedo, o NDVI também apresentou uma correlação positiva (0,85). Entretanto, o NDVI obteve uma correlação negativa com o NDBaI e com a TS, isto demonstra que quando há um aumento da cobertura vegetal, consequentemente as áreas com características de solo exposto e os valores da temperatura da superfície sofrem uma redução, ou seja, a alteração de um solo exposto por uma cobertura vegetativa acaba impedindo o aquecimento da superfície devido ao contato direto da energia radiativa com a mesma, através do sombreamento causado pelas copas das árvores e entre outros.

De acordo com variabilidade do índice de água por diferença normalizada ou simplesmente NDWI, além das relações já citadas do mesmo com o Albedo e com o NDVI, também existe relação do NDWI com o NDBaI e TS. O NDWI apresenta maior densidade de pontos no intervalo de 0,1 a 0,5, o mesmo apresenta apenas uma correlação positiva, no caso em relação com o NDVI (0,85) pela questão da evapotranspiração que está relacionada com o balanço de energia. Por outro lado, além da correlação negativa do NDWI com o Albedo já citada anteriormente, observa-se também uma correlação negativa e com uma dispersão bastante linear do NDWI com o NDBaI, e o mesmo acontece em relação a temperatura da superfície. Esse fato ocorre,

pois quando há uma diminuição de corpos hídricos, suspeita-se que a superfície seja impermeável e apresente um solo nu ou exposto. Tal condição afeta diretamente o balanço de energia, isto é, a energia radiativa que seria utilizada para evaporar a água destes corpos hídricos, cujo processo denomina-se calor latente, está sendo usada apenas para aquecer a superfície, a atmosfera, ou seja, calor sensível. Conseqüentemente, este processo de aquecimento ou calor sensível eleva os valores da temperatura da superfície.

A partir da análise da variabilidade do NDBaI, na qual este índice representa solos descobertos e que tem por características a mudança de solo, como áreas de construção, a relação entre o mesmo com o NDVI e NDWI apresentaram correlação negativa, ou seja, são inversamente proporcionais, pois quanto mais vegetação ou quanto maiores os valores de NDVI menor será as áreas com solos expostos e quanto mais corpos hídricos menores serão os valores de NDBaI, pois o solo não reterá água e a falta de vegetação diminui os valores de NDWI.

Nota-se que relação do NDBaI com o Albedo apresenta uma forte correlação positiva (0,88) ratificando a premissa de que quanto mais o solo é descoberto e somando com áreas urbanas maior será a taxa de refletividade. O mesmo acontece ao analisar a relação do NDBaI com a TS, na qual os valores de NDBaI apresentaram um aumento de -0,5 a -0,2, demonstrando uma correlação positiva, ou seja, quanto maior as áreas descobertas maior será a tendência do aumento da temperatura da superfície, pois como dito anteriormente, o processo de aquecimento da superfície é mais intenso devido a energia empregada, ser utilizada para aquecer a região.

A temperatura da superfície não apresenta uma distribuição normal, como acontece com os índices citados (Albedo, NDVI, NDWI, NDBaI). Observa-se que as relações da TS com Albedo e NDVI são correlações positivas, e que apresentam em termos de valores, um acréscimo na temperatura da superfície no intervalo de 23 e 25 °C, de modo que nesse mesmo intervalo nota-se um incremento, em valores, nos índices de Albedo e NDBaI, ratificando que os materiais utilizados na área urbana de Belém elevam a taxa de refletividade e a temperatura da superfície, isto é, os materiais empregados na malha urbana refletem de volta para a atmosfera radiação de onda curta, e assim intensificando a radiação emitida pela superfície (onda longa) e conseqüentemente, aumentando a temperatura do ambiente. Corroborando, as correlações negativas da temperatura com os índices NDVI e NDWI, mostram menores

valores da cobertura vegetal e de corpos hídricos relacionados com maiores valores de TS.

Estes resultados estão de acordo com Silva Júnior et al. (2018), na qual destacam que a baixa presença ou ausência de vegetação, aumento do Albedo e a expansão da área urbana tem como consequência a elevação da temperatura da superfície da cidade Cruzeiro do Sul – AC, região ocidental da Amazônia. Concernente, Hendges et al. (2018) em sua pesquisa sobre a correlação do uso e cobertura da terra e temperatura da superfície, obteve em seus resultados que a vegetação é um fator determinante para a temperatura da superfície, pois, apresentou forte grau de correlação entre elas nas áreas urbanas das cidades de Francisco Beltrão e Pato Branco/PR.

#### ***5.4. Análise espacial***

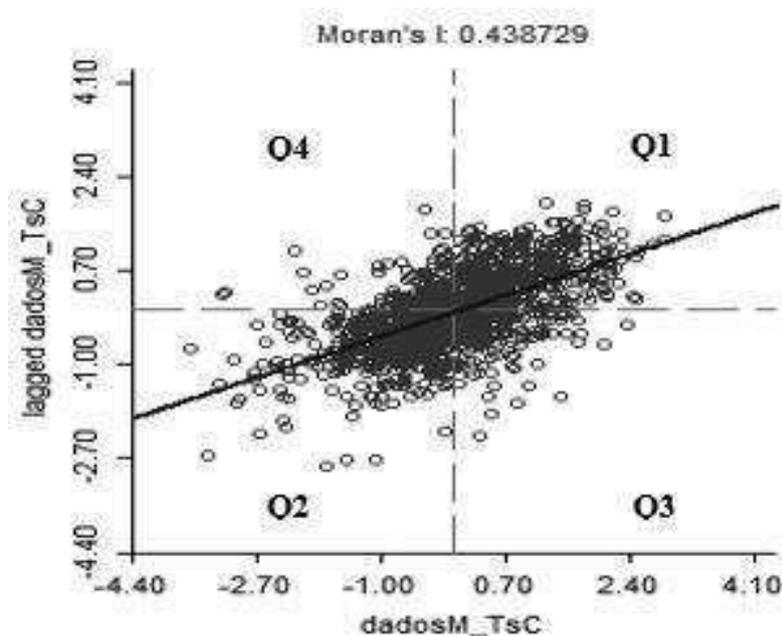
##### ***5.4.1. Índice I de Moran***

Para verificar se a TS é dependente no espaço é necessário aplicar um índice estatístico denominado índice *I* de Moran, na qual tem como objetividade de averiguar se determinada variável apresenta flutuações no espaço.

Como visto anteriormente, na análise da variabilidade anual a temperatura da superfície apresentou tendência positiva, ou seja, foi verificado que a TS apontou crescimento em seus valores no decorrer dos anos de 1994, 2008 e 2017. Portanto, é necessário analisar se existe uma dependência da TS em relação ao espaço.

Observou-se no gráfico de espalhamento de Moran (Fig. 14), que áreas localizadas na parte superior a direita (primeiro quadrante) e na parte inferior à esquerda (segundo quadrante) apresentaram autocorrelação espacial positiva, ou seja, estas áreas formam clusters de valores similares entre as áreas vizinhas. Essas áreas do primeiro quadrante que se destacam no gráfico são preocupantes, pois além de apresentarem forte intensidade na elevação da TS eles também estão cercados por áreas de mesma característica, isto é, áreas quentes com arredores também quentes.

A reta que passa pelo o primeiro e segundo quadrante corresponde ao coeficiente angular da regressão simples, esse valor é igual ao índice de Moran global (0,43) mostrando que a variável contém uma relação positiva e direta com a espacialidade, isto é, indica que a variável (TS) contém dependência com o espaço.



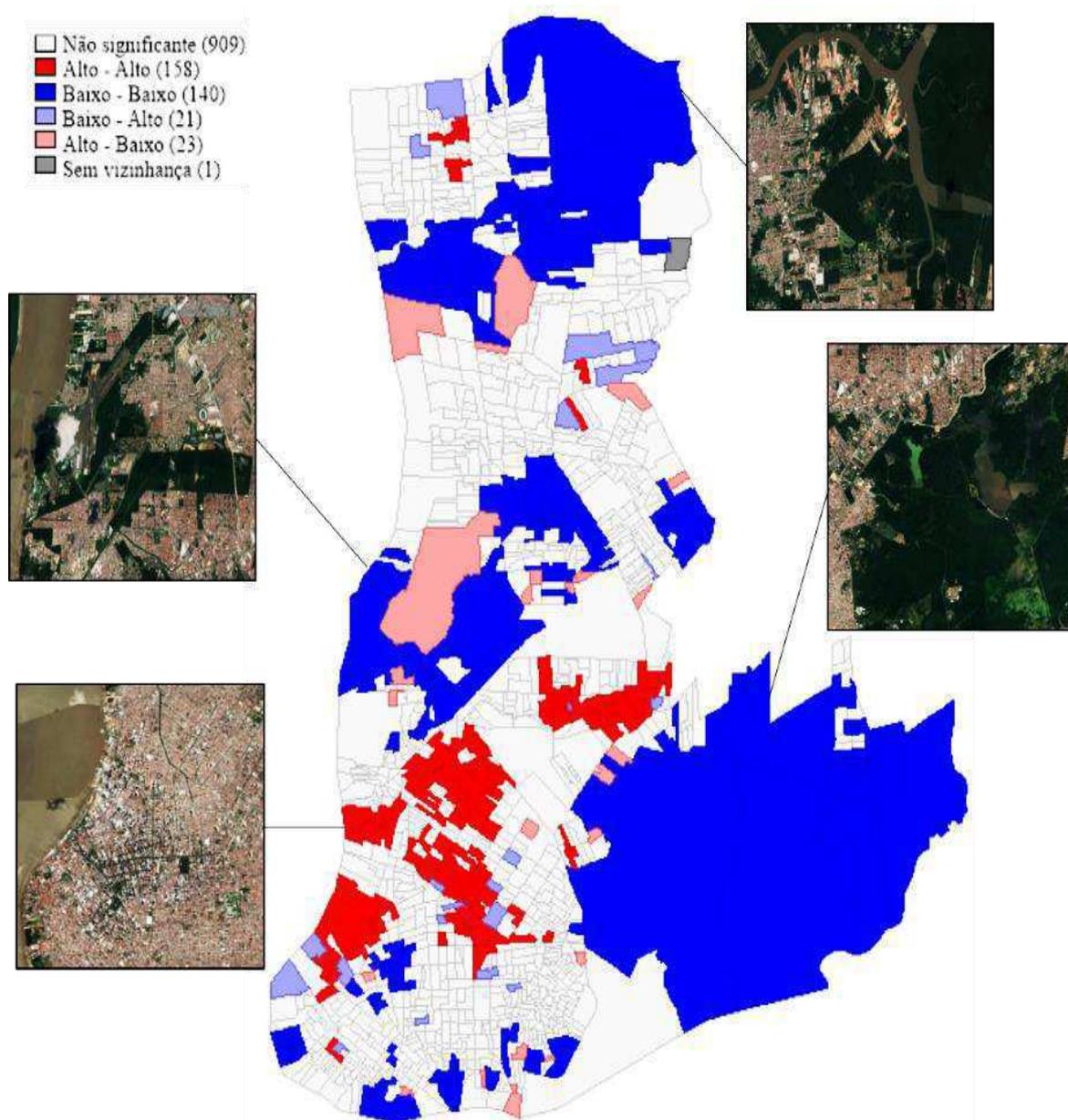
**Figura 14.** Diagrama de espalhamento do índice  $I$  de Moran. (Fonte: Autor, 2019)

No espalhamento de Moran, a TS tem uma dependência no espaço caracterizando que a mesma varia com o espaço. Sabendo-se disso, é possível observar (Fig. 15) que nas áreas da malha urbana de Belém que apresentam zonas de preservação de vegetação são representados pelo quadrante 2 (Q2) do diagrama de espalhamento de Moran, no qual apresentam valores baixos de TS com arredores também com valores baixos da temperatura da superfície (Baixo – Baixo), estas zonas de vegetação estão localizadas em áreas do parque ecológico (Parque do Utinga), áreas militares em que está localizado o aeroporto internacional de Belém e áreas ainda em expansão urbana com poucas residências, ausência de asfalto, ausência de construções verticais e com presença de vegetação.

Entretanto, é possível verificar que em áreas que apresentam o processo de urbanização ainda em expansão, apresentam maiores valores de TS e vizinhança com valores menores de TS (Alto – Baixo), caracterizando áreas de moderada expansão urbana, invasões de terra e criações de condomínios fechados (privados e militares) que já possuem uma certa verticalização interferindo na circulação do ar e que de acordo com o diagrama de espalhamento de Moran, esta característica é representada pelo quadrante 3 (Q3).

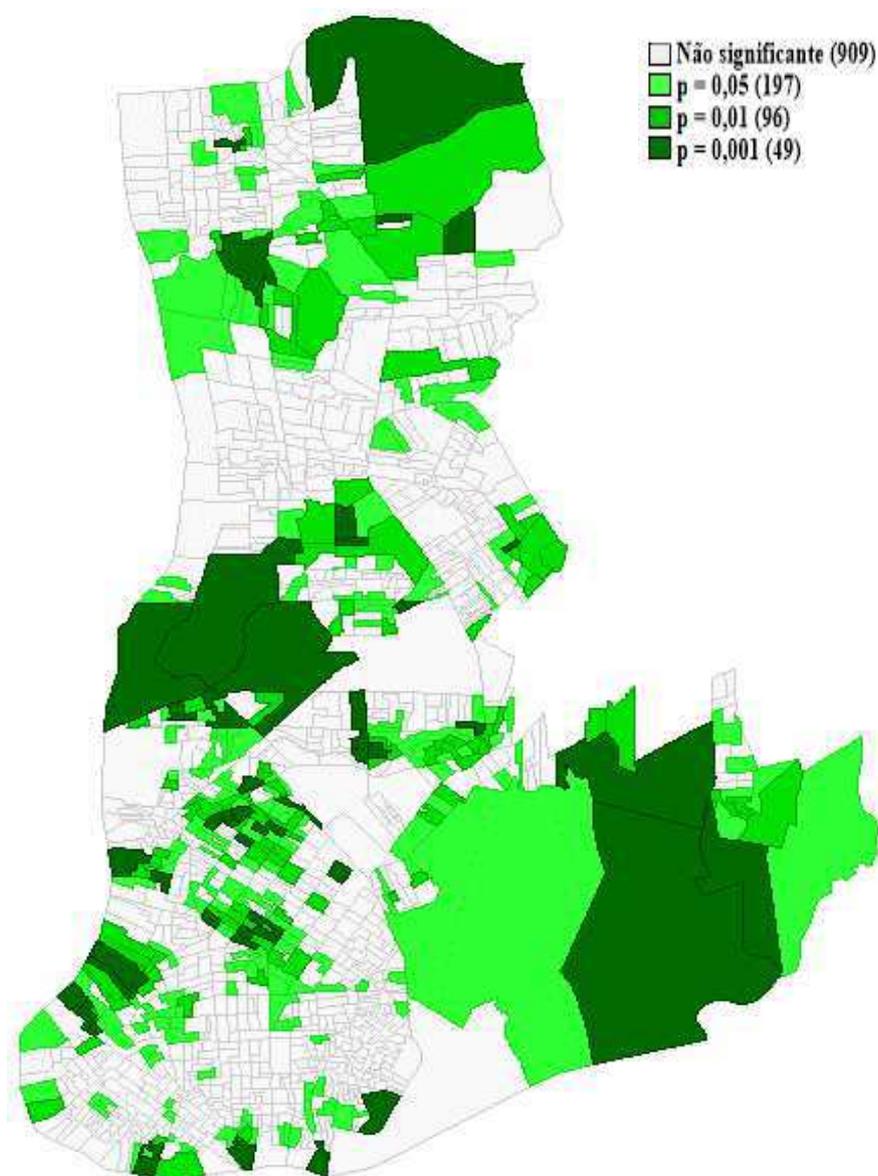
Em áreas caracterizadas pelo quadrante 1 (Q1), é possível verificar valores maiores de TS com vizinhança contendo elevados valores de TS (Alto – Alto), demonstrando que zonas com maior densidade de edificações e maior quantidade de ruas pavimentadas maior será a TS. Nestas localidades estão localizados alguns bairros mais populosos da cidade de Belém e menor densidade de vegetação, além de representar o centro da cidade. Embora, nesta região central pode-se observar outro quadrante (Q4) que são representados por áreas com valores menores de TS e áreas vizinhas com valores maiores de TS (Baixo – Alto), representando zonas que ainda apresentam áreas verdes (praças e bosques), menor verticalização em comparação ao Q1 e maior presença de residências.

Corroborando, o estudo realizado por Barron et al. (2018) na cidade da Filadélfia – EUA, a partir da análise geoespacial da vulnerabilidade de formação da ICU, mostraram que áreas da cidade que possuem características mais urbanas, ou seja, áreas com ausência de vegetação e presença de impermeabilização do solo apresentam maior risco para absorção e armazenamento de calor, provocando maior vulnerabilidade para a formação da ICU. Neste estudo os autores verificaram que as regiões de maior urbanização apresentaram clusters (Alto – Alto) para ruas com maior vulnerabilidade para a formação da ICU. Este estudo feito para a cidade de Filadélfia ratifica a presente pesquisa, no qual é possível verificar que regiões de maior urbanização, de maior densidade populacional e da diminuição da cobertura de vegetação formam clusters que possibilitam a formação da ilha de calor urbana devido ao aumento do armazenamento do calor.



**Figura 15.** Mapa de agrupamento da temperatura da superfície. (Fonte: Autor, 2019)

De acordo com o mapa de significância dos quadrantes do espalhamento de Moran (Fig. 16), é possível verificar que as regiões Baixo-Baixo são as mais significativas ( $p = 0,001$ ), entretanto, de uma forma geral, a significância de todos os quadrantes foi muito forte. Demonstrando que a temperatura da superfície mostrou uma variabilidade espacial e elevação nas áreas de maior urbanização e menores valores nas regiões onde se concentra maior cobertura de vegetação, menor densidade edificada, ou seja, áreas menos urbanizadas.



**Figura 16.** Significância do mapa de agrupamento da temperatura da superfície. (Fonte: Autor, 2019)

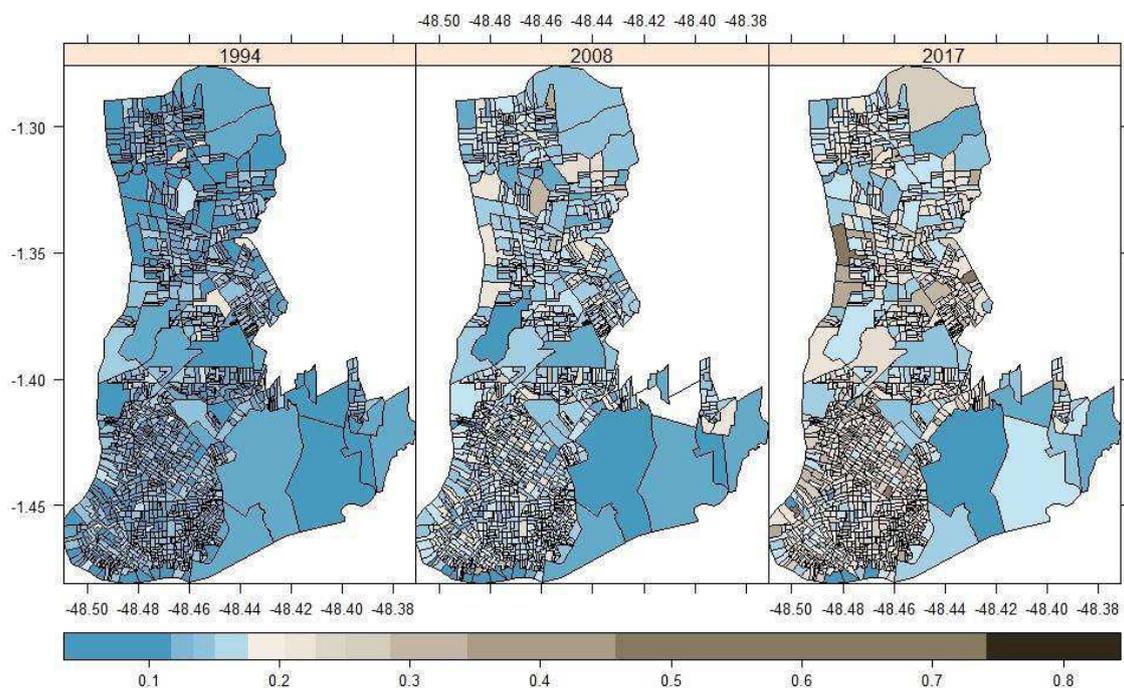
#### 5.4.2. Variabilidade espacial

Como visto anteriormente na variabilidade temporal da temperatura média do ar, no qual se verificou que tal variável apresenta tendência positiva comprovando a elevação da temperatura média do ar na cidade de Belém. Sendo assim, foi necessário realizar a análise da variabilidade espacial da temperatura da superfície, além do albedo, do índice de vegetação (NDVI) e do índice de construção e de solo exposto (NDBI) para verificar espacialmente possíveis tendências no aumento destes três parâmetros.

De acordo com a variabilidade espacial do albedo (Fig. 17) é possível observar que o ano de 1994 apresenta, em média, valores de 0,1 % cujo indicador principal deste valor é a maior densidade de vegetação em conjunto com menor densidade de área construída. Demonstrando que na década de 90 a cidade de Belém, em termos de edificações e de áreas construídas (paisagem artificial), o processo de urbanização ainda era menos intenso e menor era o processo de expansão, visto que em áreas distantes do centro comercial da cidade nota-se valores bem menores de albedo. E que de acordo com os resultados de Angelini et al. (2015), na malha urbana da cidade de Cuiabá/MT verificou-se menores valores de albedo em regiões de maior presença da vegetação em relação aos valores encontrados em áreas de solo exposto e áreas construídas.

De acordo com a imagem referente ao ano de 2008, nota-se que houve o aumento da taxa de refletividade no intervalo de 1994 a 2008, no qual é nítido visualizar que na região do centro comercial de Belém (latitude: - 1,45; longitude: - 48,48) houve alteração e o acréscimo no albedo em decorrente ao crescimento populacional urbano e, principalmente, a intensificação das construções verticais tornando-se um importante indicador das retiradas da vegetação presente na imagem de 1994, apresentando valores acima de 0,2 % nas áreas mais urbanizadas e mais populosas, isto é, quanto maior o crescimento populacional maior será o impacto no uso e ocupação do solo. Isto é observado na imagem do ano de 2017 em verifica-se a intensificação da expansão urbana, registrando valores acima de 0,5 % e a diminuição da densidade de vegetação, restando apenas parques ecológicos, áreas militares e áreas menores dispersas pela cidade. Sendo assim, as cidades mais urbanizadas apresentam maiores valores de albedo devido aos materiais empregados na construção desta paisagem artificial conter forte grau de refletividade. Este resultado está de acordo com o estudo feito por Llopart et al. (2018), que teve como princípio verificar o uso e cobertura do solo na região amazônica e o impacto desta alteração no clima local da região, no qual observou-se que a retirada de áreas vegetadas é a principal causa do aumento do albedo. Além do aumento do

albedo o estudo mostrou que o saldo de radiação é afetado, pois com a retirada da cobertura vegetal o fluxo de calor latente diminui e o fluxo de calor sensível sofre aumento significativo.

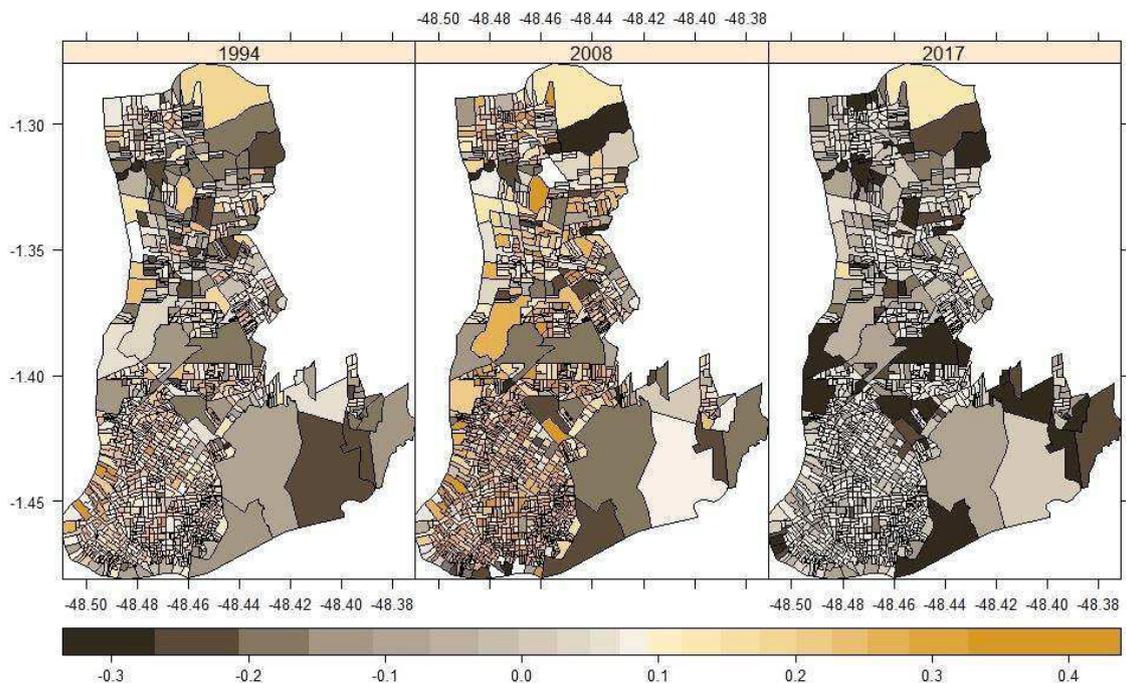


**Figura 17.** Mapa da variabilidade espacial do albedo. (Fonte: Autor, 2019)

Visto que o albedo apresentou um crescimento espacial e temporal, baseado pela intensificação do processo de urbanização e a expansão desenfreada causada pelo aumento da população urbana, é possível verificar, de forma geral, que esta expansão urbana (em termos de área construída) foi bastante intensa a partir dos anos 2000, e apesar dos ruídos gerados no índice, os valores registrados na imagem de 2008 e de 2017 foram acima de 0,0 (positivos), caracterizando a presença de área construída na região de Belém (Fig. 18), demonstrando que a mudança do uso e cobertura do solo interfere na armazenagem de calor, no albedo, na temperatura do ar e na temperatura da superfície.

Neste contexto, Melos (2018) em seu estudo realizado para o município de Uruguaiana/RS com intuito de compreender a distribuição da malha urbana do município, mostrou em seus resultados que o índice de área construída apresentou valores elevados (positivos) na região central da malha urbana da cidade com valores de 0,078. Segundo a mesma o NDBI classifica como valores positivos áreas que

apresentam solo exposto e áreas sem cobertura vegetal. Demonstrando que a aplicação do índice sensível a área construída auxilia e concede uma análise da expansão e desenvolvimento urbano.



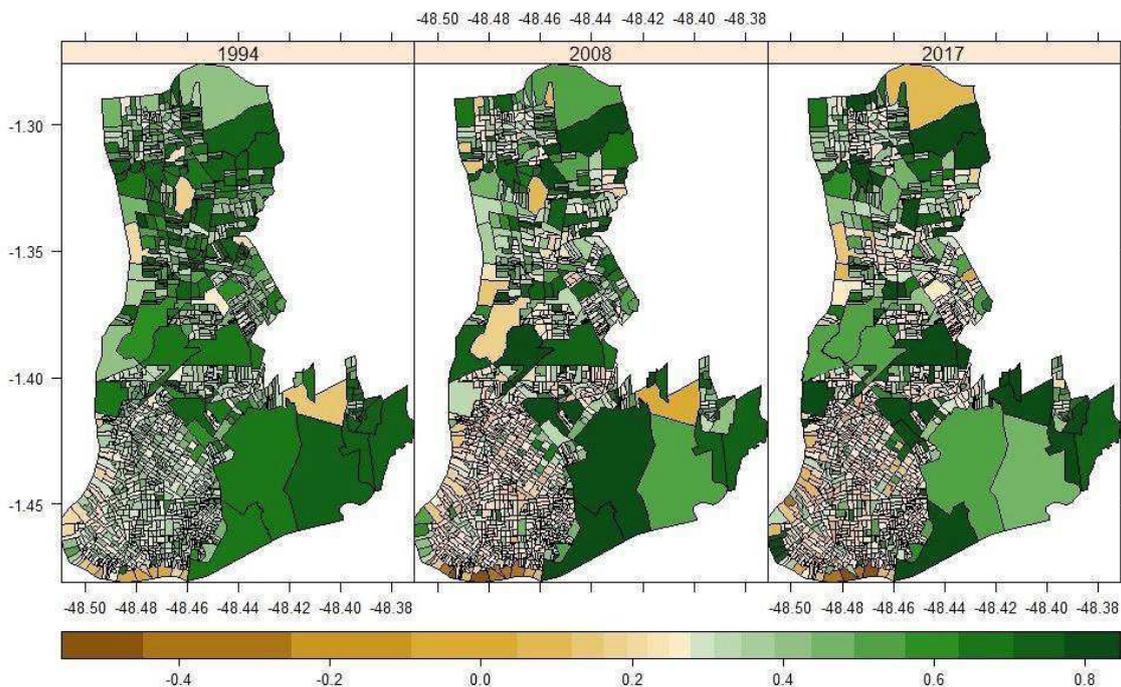
**Figura 18.** Mapa da variabilidade espacial do NDBI. (Fonte: Autor, 2019)

De acordo com a variabilidade espacial do índice de vegetação – NDVI (Fig. 19) é possível verificar que, dentre as imagens de cada ano, o mapa de 1994 é o que apresenta maiores valores de NDVI, sendo que valores positivos representam presença de vegetação e valores negativos se referem a ausência da mesma. Sendo assim, no ano de 1994 a densidade de vegetação ainda era bastante presente na malha urbana da cidade de Belém, contribuindo para amenização da temperatura média do ar e da TS. E que segundo o estudo realizado por Almeida et al. (2018) no estado de Pernambuco, foi verificado que áreas urbanizadas possuem menor cobertura vegetal, isto é, em números de hectares a região urbana e a região sem área vegetada possuíram o menor valor em relação as regiões circundantes (floresta, reflorestamento, uso agropecuário). Não obstante, a pesquisa realizada por Parece e Campbell (2018), verificaram que nas regiões da área de estudo (Roanoke, Virginia/EUA) constituídos por solo impermeável e malha urbana apresentam valores menores de NDVI. Neste sentido, Silva et al. (2016) a partir de seu estudo, afirma que a presença da vegetação tem como

característica e função de diminuir a intensidade da ICU e até mesmo ser o principal indicador do processo de mitigação da formação do fenômeno da ilha de calor urbana.

Na imagem do ano de 2008, passados 14 anos desde 1994, observa-se uma crescente na expansão urbana em regiões que antes consistiam em intensa vegetação com valores de NDVI de 0,6 e 0,8, para regiões com valores de 0,1 e 0,2. Demonstrando uma forte alteração no uso e ocupação do solo, afetando diretamente o balanço de radiação no que se refere, principalmente, o fluxo de calor latente, pois a diminuição do processo evapotranspiração através da retirada de áreas de vegetação intensificam o fluxo de calor sensível, pois de acordo com estudo realizado por Alves et al. (2017) no qual verificaram que áreas onde se encontram corpos d'água e vegetação a emissão de radiação de onda longa é menor do que em relação a áreas extremamente urbanizadas que consiste em uma incidência maior de radiação de onda curta e por consequência maior absorção de calor e maior emissão de radiação de onda longa.

Na imagem do ano de 2017 é possível notar uma crescente abrupta na expansão urbana e, conseqüentemente, na diminuição da cobertura vegetal em comparação com a cobertura terrestre de 2008. Portanto, a variabilidade espacial do NDVI condiz com a variabilidade anual tanto da temperatura média do ar e da temperatura da superfície.



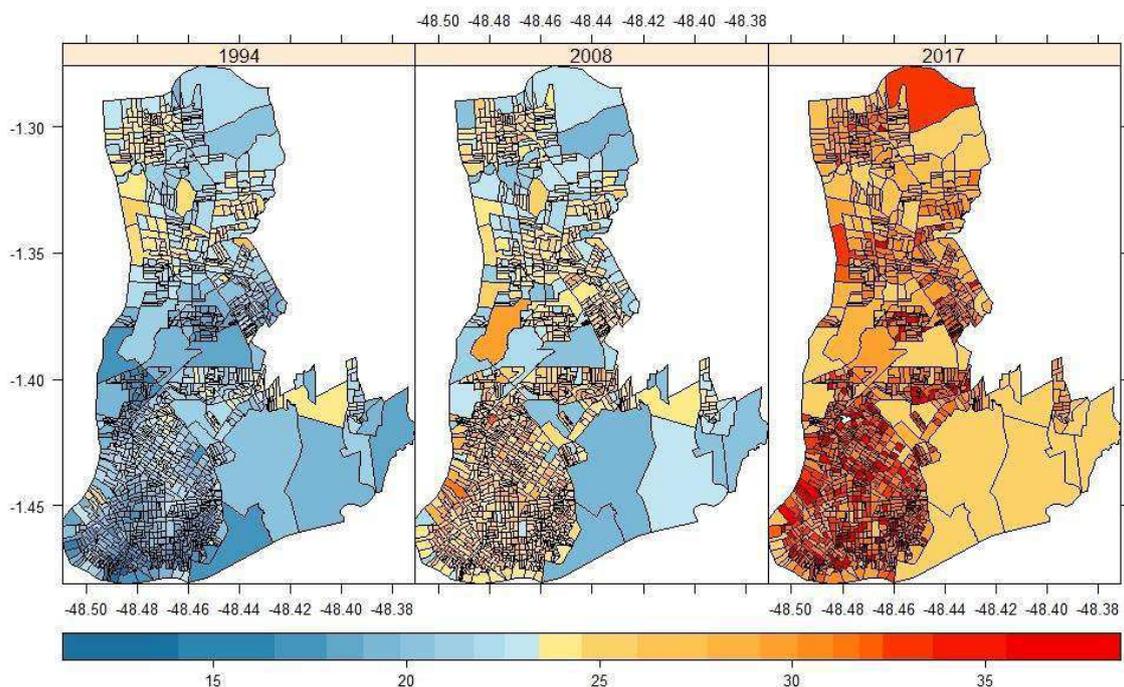
**Figura 19.** Mapa da variabilidade espacial do NDVI. (Fonte: Autor, 2019)

A análise da variabilidade espacial da temperatura da superfície (Fig. 20) apresenta aumento graduado entre as imagens de 1994 e 2008, apresentando em 1994 valor mínimo de 15 °C, máximo de 25 °C e no ano de 2008 valor mínimo de 19 °C e máximo de 32 °C. Este comportamento e elevação da temperatura da superfície se dão pelo fato do aumento da expansão urbana e diminuição da cobertura vegetal, ou seja, está diretamente associado com o uso e cobertura do solo. Entretanto, o contraste maior é observado na imagem do ano de 2017 que apresenta valor mínimo de 24,5 °C e máximo de 38 °C, no qual é possível notar que este aumento drástico está associado ao crescimento populacional urbano e alteração do uso e cobertura do solo de forma intensa que fortifica a incidência da radiação na superfície, gerando uma mudança abrupta no balanço de energia. Conforme Oke (1987), relata que o balanço de energia na camada de calor urbano aumenta através da retirada de zonas verdes que fazem com que o fluxo de calor latente diminua e somado com o intenso processo de impermeabilização do solo e aumento na densidade de materiais e objetos característicos do processo e da expansão urbana, fomentam o fluxo de calor sensível (aquecimento) e conseqüentemente potencializam a formação do fenômeno da ilha de calor urbana.

Neste sentido, este estudo corrobora o trabalho realizado por Hendges et al. (2018), no qual analisaram a variação espacial da temperatura e do uso e cobertura do solo no estado do Paraná, e obtiveram como resultado elevação da TS nas áreas urbanizadas com valores entre 29,0-35,0 °C e áreas com forte densidade de vegetação apresentaram valores entre 19,0-24,0 °C. Estes valores distintos foram causados pela mudança do uso e cobertura do solo através da retirada da vegetação, construções de edificações e o intenso crescimento populacional na região urbana. O mesmo é verificado neste estudo, pois regiões onde apresentam áreas de vegetação é possível observar valores entre 24,5-26,0 °C ( área militar, aeroporto e parques ecológicos), por outro lado nota-se valores superiores a 35,0 °C em áreas do centro urbano da cidade de Belém, onde se localizam maior densidade de edificações, pavimentação, menor presença de vegetação, maior movimento de pessoas e de transportes automotores, intensificando tanto a TS quanto a temperatura do ar.

O estudo realizado por Polydoros et al. (2018) para as cidades de Atenas/Grécia, Barcelona/Espanha, Cairo/Egito, Marselha/França e Roma/Itália, visando quantificar a temperatura da superfície, obteve em seus resultados tendências positivas, isto é, o aumento da temperatura nas cinco cidades européias nos anos de 2000 à 2017. Esta

tendência positiva foi mais intensa nas cidade de Marselha e Cairo, no qual os autores destacaram a necessidade da mitigação do fenômeno da ilha de calor.



**Figura 20.** Mapa da variabilidade espacial da temperatura da superfície. (Fonte: Autor, 2019)

### 5.4.3. Modelo espacial

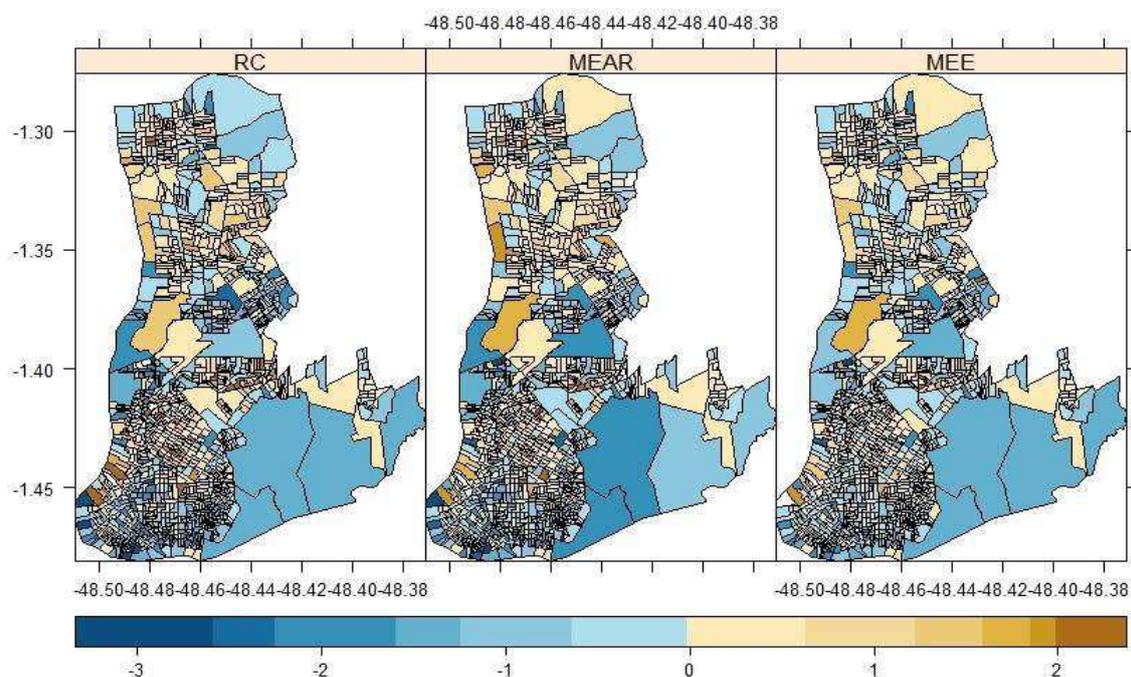
Os modelos gerados para se analisar foram compostos por: modelo de regressão clássica, modelo auto regressivo espacial e modelo de erro espacial (Tabela 7). Sendo este último a combinação dos dois primeiros. De acordo com a tabela 6, é possível verificar que o modelo melhor se ajustou foi o modelo de erro espacial (MEE), pois apresentou melhor coeficiente de determinação sendo considerado ( $R^2 = 0,65$ ) com intensidade de correlação sendo considerada forte ( $r = 0,8$ ) e menor valor de AIC igual a 3307,15. Além disso, observa-se que a significância das covariáveis em todos os modelos se ajusta para a análise da ICU na cidade de Belém.

**Tabela 7.** Tabela de coeficientes e dos índices de Moran residuais dos modelos de regressão ajustados para a temperatura da superfície.

Covariáveis	RC (p-valor)	MEAR (p-valor)	MEE (p-valor)
Intercepto	25,28 (< 0,001)	18,50 (< 0,001)	26,85 (< 0,001)
Albedo	4,84 (< 0,001)	-	5,05 (< 0,001)
NDVI	-1,99 (< 0,001)	-1,97 (< 0,001)	-3,83 (< 0,001)
NDBI	6,71 (< 0,001)	5,91 (< 0,001)	-
NDWI	-	-	-3,81 (< 0,001)
$R^2$	0,43	0,51	<b>0,65</b>
AIC	3758,94	3599,47	<b>3307,15</b>
BIC	3779,47	3620	3327,68
$\rho$	-	0,30 (< 0,001)	0,62 (< 0,001)
Resíduo teste	0,45 (< 0,001)	0,22 (< 0,001)	-0,050 (< 0,001)

No resultado dos resíduos de cada modelo (Fig. 21), observa-se que o modelo de erro espacial é o que apresenta melhor ajuste, principalmente, nas áreas do centro de Belém em que se situa maior densidade urbana. De forma geral, os modelos (RC, MEAR, MEE) apresentam superestimação nas áreas de transição da vegetação para edificações e subestimam áreas com presença de vegetação. Entretanto, os valores tanto de superestimação e subestimação são relativamente baixos.

Portanto, os modelos apresentados são satisfatórios no que se entende na aplicação e ajustes dos mesmos.



**Figura 21.** Mapas dos resíduos para os modelos de regressão clássica (RC), espacial auto regressivo (MEAR) e erro espacial (MEE) para temperatura da superfície na malha urbana da cidade de Belém. (Fonte: Autor, 2019)

## 6. CONCLUSÃO

Neste estudo teve como intuito analisar a ilha de calor urbana na cidade de Belém, e concluiu-se que:

- A cidade de Belém apresenta elevação na temperatura da superfície tanto ao decorrer do tempo, quanto espacialmente;
- A TS na malha urbana de Belém apresenta dependência espacial, isto é, o aumento da temperatura da superfície está ligado com áreas que apresentam maior densidade populacional, maior número de edificações e menor densidade vegetativa;
- As áreas de parques ecológicos, área militar e áreas de preservação florestal apresentam menores valores de TS, albedo, NDBI e maiores valores de NDVI e de NDWI;
- As áreas centrais e periféricas da cidade de Belém, apresentaram clusters alto-alto, demonstrando que essas regiões além de apresentarem aquecimento na temperatura da superfície são rodeadas por áreas de mesma característica;
- O modelo que apresentou melhor ajuste foi o Modelo de erro espacial, pois o mesmo é composto pelo modelo de regressão clássica e o modelo espacial auto regressivo;
- As atividades e alteração do ambiente produzida pelo o homem geram mudanças no clima, principalmente no microclima, causando diversos problema para sociedade. Sendo assim, este estudo é de suma importância para a conscientização e aplicação de estudos para a mitigação do fenômeno da ilha de calor urbana, além da preservação da cobertura vegetativa e maior controle da expansão urbana.

**Sugestões de aprimoramento de estudo:**

- Aplicar os modelos para resolução de 30 metros;
- Analisar perfis atmosférico para a região de Belém;
- Aplicar ao estudo os três tipos de escala proposta por Oke (1987);
- Propor um índice de urbanização;
- Aplicar o estudo em um maior período, maior que 30 anos de intervalo;
- Aplicar o estudo para outras regiões e com maior número de cidades;
- Aplicar o modelo para outro sistema de satélites.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; BASTIAANSSEN, W. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land)**, Idaho Implementation: Advanced Training and Users Manual. NASA EOSDIS/Raytheon Company/Idaho Department of Water Resources. 2002.

ALMEIDA, A. S. D.; MEDRONHO, R. D. A.; VALENCIA, L. I. O. Análise espacial da dengue e o contexto socioeconômico no município do Rio de Janeiro, RJ. **Revista de Saúde Pública**, v. 43, p. 666-673, 2009.

ALMEIDA, D. N. O.; OLIVEIRA, L. M. M.; CANDEIAS, A. L. B.; BEZERRA, U. A.; SOUZA LEITE, A. C.. Uso e cobertura do solo utilizando geoprocessamento em municípios do Agreste de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meio Ambiente**, v. 4, n. 1, 2018.

ALVES, E. D. L.. Ilha de Calor ou Ilha de Energia Térmica: um conceito aberto à discussão. **Revista Espaço Acadêmico (UEM)**, v. 10, p. 124-129, 2010.

ALVES, E. D. L. Ilha de calor urbana em cidade de pequeno porte e a influência de variáveis geourbanas. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 20, p. 97-116, 2017.

ALVES, L. E. R.; GOMES, H. B.; DOS SANTOS, M. N.; FREITAS, I. G. F.. Balanço de radiação através do satélite Landsat-8 na bacia do Rio Pajeú. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 33, p. 117-127, 2017.

AMORIM, M. C. C. T.; DUBREUIL, V. **A interferência da precipitação na intensidade e na distribuição espacial das ilhas de calor de superfície nas estações do ano em ambiente tropical**. In: XVIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2017, Santos. Anais do XVIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Santos: INPE, 2017. v. 1. p. 1314-1320.

ANDRADE, H. O.; SANTOS, R. L. . Avaliação quantitativa do conforto térmico de uma cidade em transição climática:Feira de Santana-Bahia, Brasil. **Revista de Geografia Norte Grande (Impresa)**, v. 40, p. 77-84, 2008.

ANGELINI, L. P.; FAUSTO, M. A.; MÜTZENBERG, D. M. de S.; NASSARDEN, D. C. S.; DANELICHEN, V. H. de M.; MARQUES, H. O.; MACHADO, N. G.; NOGUEIRA, J. de S.; BIUDES, M. S. **Relação entre albedo e temperatura da superfície estimados por sensoriamento remoto na área urbana de Cuiabá, Mato Grosso**. In: SIMPOSIO BRASILEIRO DE SENSOREAMENTO REMOTO, XVII, 2015.

ANJOS, MAX; LOPES, ANTÓNIO; ALVES, ELIS DENER LIMA; LUCENA, ANDREWS JOSÉ DE. Rede climatológica de mesoescala aplicada ao estudo da ilha de calor urbano: o caso de Aracaju-SE. **Caminhos da Geografia (UFU. Online)**, v. 18, p. 203-216, 2017.

BARRON, L.; RUGGIERI, D.; BRANAS, C.. Assessing Vulnerability to Heat: A Geospatial Analysis for the City of Philadelphia. **Urban Science**, v. 2, n. 2, p. 38, 2018.

BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin. Turkey. **Journal of Hidrology**, v. 229, p. 87-100, 2000.

BARROS, H. R.; LOMBARDO, M. A. A ilha de calor urbana e o uso e cobertura do solo em São Paulo-SP. **Geosp – Espaço e Tempo (Online)**, v. 20, n. 1, p. 160-177. ISSN 2179-0892. 2016.

BEZERRA, P. T. C.; LEITAO, M. M. V. B. R. ; AZEVEDO, P. V. . Ilhas de Calor e Desconforto Térmico no Semiárido Brasileiro: um Estudo de Caso na cidade de Petrolina-PE. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 06, p. 427-441, 2013.

BIAS, E. De S.; BAPTISTA, GM De M.; LOMBARDO, Magda Adelaide. **Análise do fenômeno de ilhas de calor urbanas, por meio da combinação de dados Landsat e Ikonos**. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, v. 11, p. 1741-1748, 2003.

BIVAND, R.; PIRAS, G. Comparing implementations of estimation methods for spatial econometrics. **Journal of Statistical Software**, v. 63, n. 18, p. 1–36, 2015.

CÂMARA, G.; MONTEIRO, A. M. V. **Conceitos básicos em ciência da geoinformação: Introdução à ciência da geoinformação**. Disponível em: [http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd\[Links\]](http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd[Links]), 2001.

CÂMARA, G.; CARVALHO, M. S.; CRUZ, O. G.; CORREA, V. **Análise espacial de áreas. Análise espacial de dados geográficos**. Brasília: EMBRAPA, p. 157-8. 2004.

CARVALHO, D. L. R.; SOARES, C. B. S. S.; SILVA, M. M. **Identificação de Ilhas de Calor Urbana na Cidade de Manaus-AM**. Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Foz do Iguaçu, PR, Brasil. p.0874-0881. 2013.

CASTRO, A. R. da C. **Aplicação de sensoriamento remoto para análise espaço-temporal das ilhas de calor e ilhas de frescor urbanas no município de Belém - Pará, nos anos de 1997 e 2008**. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém, Pará, Brasil. 2009.

CHEN, X. L.; ZHAO, H. M.; LI, P. X.; YIN, Z. Y. Remote sensing image-based analysis of the relationship between urban heat island and land use/cover changes. **Remote Sensing of Environment**, v.104, n.2, p.133-146, 2006.

CORDEIRO, M. C. **Ilhas de calor urbanas no nordeste brasileiro: Uma avaliação com base em imagens de satélite**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba, Brasil. 2016.

CORRAR, L. J.; PAULO, E.; DIAS FILHO, J. M. **Análise multivariada: para os cursos de administração, ciências contábeis e economia**. São Paulo: Atlas, 2007.

CORRÊA, P. B.; CANDIDO, L. A.; SOUZA, R. A. F.; ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.. **Estudo do Fenômeno da Ilha de Calor na Cidade de Manaus/AM: Um Estudo a**

Partir de Dados de Sensoriamento Remoto, Modelagem e Estações Meteorológicas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 2, p. 167-176, 2016.

COSTA, D. F. D.; SILVA, H. R.; PERES, L. D. F. Identificação de ilhas de calor na área urbana de Ilha Solteira-SP através da utilização de geotecnologias. **Engenharia Agrícola**, 974-985. 2010.

COSTA, A. C. L.; CUNHA, A. C. ; CUNHA, A. C. ; UCHOA, P. W. ; SILVA JUNIOR, J. A. ; FEITOSA, J. R. P. . Variações termo-higrométricas e influências de processo de expansão urbana em cidade equatorial de médio porte. **Brazilian Geographical Journal: geosciences and humanities research medium**, v. 4, p. 615-632, 2013.

COSTA, A. C. L.; JUNIOR, J. D. A. S.; CUNHA, A. C.; FEITOSA, J. R. P.; PORTELA, B. T. T.; GUIMARÃES, G. C.; COSTA, R. F. Índices de Conforto Térmico e suas Variações Sazonais em Cidades de Diferentes Dimensões na Região Amazônica (Thermal comfort indices and their seasonal variations in cities of different sizes in the Amazon Region). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 478-487, 2013.

CUSTÓDIO, L. L. M. **Análise da precipitação pluvial da pré-estação e da estação chuvosa de Roraima e do leste do nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba, Brasil, 2017.

DOBSON, A. J.; BARNETT, A. **An introduction to generalized linear models**. [S.l.]: CRC press, 2011.

DUMKE, E. M. S. **Clima urbano/conforto térmico e condições de vida na cidade - uma perspectiva a partir do Aglomerado Urbano da Região Metropolitana de Curitiba (AU-RMC)**. Tese (Doutorado em Meio Ambiente e Desenvolvimento) – Universidade Federal do Paraná (UFPR), Curitiba, Paraná, Brasil, 2007.

ESPINOZA, N. S. **Avaliação da ilha de calor urbana em Manaus com dados observados IN SITU e sensoriamento remoto**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba, Brasil, 2017.

FIALHO, E. S. **Ilha de calor em cidade de pequeno porte: Um caso de Viçosa, na Zona da Mata Mineira**. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, Brasil, 2009.

FISCHER, M. M.; LESAGE, J.. Spatial econometric methods for modeling origin destination flows. **Handbook of applied spatial analysis**. Springer, Berlin/Heidelberg, p. 409–432, 2010

FROTA, A. B.; SCHIFFER, S. R.. **Manual de conforto térmico**. 5. Ed. São Paulo. Studio Nobel, 2001.

GAGO, E. J.; ROLDAN, J.; PACHECO TORRES, R.; ORDÓÑEZ, J.. The city and urban heat islands: A review of strategies to mitigate adverse effects. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v. 25, p. 749-758, 2013.

GAO, Bo-Cai. "NDWI—A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space." **Remote sensing of environment** 58.3: 257-266, 1996.

GARTLAND, L. **Ilhas de calor: como mitigar zonas de calor em áreas urbanas**. São Paulo: Oficina de textos, 2010.

HENDGES, E. R.; ANDRES, J. ; MARION, F. A. Correlação espacial entre os usos e cobertura da terra e a temperatura de superfície nas áreas urbanas de Francisco Beltrão e Pato Branco/ PR. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 38, p. 159-177, 2018.

HESE, S. et al. TerraSAR-X and RapidEye data for the parameterisation of relational characteristics of urban ATKIS DLM objects. International Archives of the Photogrammetry. **Remote Sensing and Spatial Information Sciences**, v. 38, n. 4, p. W19, 2011.

HOFFMANN, R; VIEIRA, S. **Análise de Regressão: Uma introdução à Econometria**. 3. ed. São Paulo: Hucitec, Piracicaba: ESALQ/USP, 2015.

HUETE, A. R. A. Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v. 25, n. 3, p.205-309. 1988.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/>>, acessado em 22 de Abril de 2018.

INMET – **Instituto Nacional de Meteorologia**. Normais Climatológicas do Brasil: 1961-1990. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/>>, acessado em 20 de Maio de 2018.

INPE – **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**. Disponível em: <<http://www.inpe.br/>>, acessado em 03 de Março de 2018.

JACKSON, T. J.; CHEN, D.; COSH, M.; LI, F.; ANDERSON, M.; WALTHALL, C. Vegetation water content mapping using Landsat data derived normalized difference water index for corn and soy beans. **Remote Sensing of Environment**, v.92, p.475–482, 2004.

LIMA, G. N.; AMORIM, M. C. C. T.. Análise do comportamento dos elementos do clima em um episódio de verão no município de Teodoro Sampaio/SP. **Geografia em Questão (Online)**, v. 3, p. 158-191, 2010.

LIU, J.; GAO, Z.; WANG, L.; LI, Y.; GAO, C. Y.. The impact of urbanization on wind speed and surface aerodynamic characteristics in Beijing during 1991–2011 **Meteorol. Atmos. Phys.** 10 1–14, 2018.

LLOPART, M.; REBOITA, M.; COPPOLA, E.; GIORGI, F.; ROCHA, R.; SOUZA, D.. Land use change over the Amazon Forest and its impact on the local climate. **Water**, v. 10, n. 2, p. 149, 2018.

LOMBARDO, M. A. **A ilha de calor nas metrópoles: o exemplo de São Paulo**. São Paulo: Hucitec, 1985.

LUCHIARI, A.. Identificação da cobertura vegetal em áreas urbanas por meio de produtos de sensoriamento remoto e de um sistema de informação geográfica. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, São Paulo, v.14, p. 47-58, 2011.

MAIA, João André; GONÇALVES, Fábio Luiz Teixeira. **Uma análise do conforto térmico e suas relações meteorotrópicas na cidade de São Paulo - Parte 1**. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu-PR, 2002.

MAKI, M.; ISHIAHRA, M.; TAMURA, M. Estimation of leaf water status to monitor the risk of forest fires by using remotely sensed data. **Remote Sensing of Environment**, v. 90, p. 441–450, 2004.

MARKHAM, B. L. & BARKER, J. L. Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. **International Journal of Remote Sensing**, v. 8, n. 3, p. 517-523, 1987.

MELO, M. M. M. S.; SANTOS, C. A. C. D.; OLINDA, R. A. D.; SILVA, M. T.; ABRAHÃO, R.; RUIZ-ALVAREZ, O. Trends in Temperature and Rainfall Extremes near the Artificial Sobradinho Lake, Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 3, p. 426-440, 2018.

MELOS, N. D.. **Índice de qualidade urbana do município de Uruguaiana–RS por análises de geoprocessamento**. Trabalho de conclusão de curso de especialização – Universidade de Santa Maria –UFSM.2018.

MENDONÇA F.; DUBREUIL, V. **Termografia de superfície e temperatura do ar na RMC (Região Metropolitana de Curitiba - PR)**. RA EGA (UFPR), v. 9, p. 25-36, 2005.

MONTEIRO, C.A.F. **Teoria e Clima Urbano**. Serie Teses e Monografias nº 25, 181pp. Ilustr. São Paulo, Instituto de Geografia da USP, 1976.

NAKATA-OSAKI, C. M.; SOUZA, L. C. L.; RODRIGUES, D. S. Impacto da geometria do cânion urbano na intensidade de ilha de calor noturna: análise através de um modelo simplificado adaptado a um SIG. **Ambiente Construído (Online)**, v. 16, p. 73-87, 2016.

NICHOL, J.. An emissivity modulation method for spatial enhancement of thermal satellite images in urban heat island analysis. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 75, n. 5, p. 547-556, 2009.

NÓBREGA, R. S.; VERÇOSA, T. O microclima e o (des) conforto térmico em ambientes abertos na cidade do Recife. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 28, p. 93-109, 2011.

OKE, T. R. **Boundary layer climates**. 2. ed. [s.l.] Routledge, 1987.

OLIVEIRA, M. DE; ALVES, W. S. A influência da vegetação no clima urbano de cidades pequenas: um estudo sobre as praças públicas de Iporá-GO. **Revista Territorial**, v. 2, n. 2, p. 61–77, 2013.

PARECE, T.; CAMPBELL, J.. Intra-Urban Microclimate Effects on Phenology. **Urban Science**, v. 2, n. 1, p. 26, 2018.

PIMENTEL, F. O. **Clima urbano: O uso de modelos geoespaciais na investigação do comportamento térmico em Juiz de fora - MG**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba, Brasil. 2017.

POLYDOROS, A.; MAVRAKOU, T.; CARTALIS, C.. Quantifying the trends in land surface temperature and surface urban heat island intensity in mediterranean cities in view of smart urbanization. **Urban Science**, v. 2, n. 1, p. 16, 2018.

PONTES, A. K. S.; SILVA, P. V. C.; SANTOS, J. T. S.; SOUSA, A. M. L. Temperatura em superfície urbanas usando sensor TIRS-Landsat 5 e 8: estudo de caso em Belém-PA. **Revista Brasileira de Iniciação Científica**, v. 4, p. 118-132, 2017.

PUREVDORJ, T. S.; TATEISHI, R.; ISHIYAMA, T.; HONDA, Y. Relationships between percent vegetation cover and vegetation indices. **International Journal of Remote Sensing**, v.19, p.3519-3535, 1998.

RAFAEL, R. A. **Relação entre ilhas de calor urbano e mudanças no uso da terra: um estudo de caso para Manaus – AM**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, Paraíba. 2014.

ROUSE, J. W.; Haas, R. H.; Schell, J. A.; Deering, D. W. **Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS**, Third ERTS Symposium, NASA SP-351 I, p.309-317, 1973.

ROWNTREE, D.; O'HEHIR, R.. **Statistics without tears: A primer for non mathematicians**. Harmondsworth: Penguin, 1981.

ROYSTON, J. P. Some techniques for assessing multivariate normality based on the Shapiro- Wilk W. **Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)**, v. 32, n. 2, p. 121-133, 1983.

RUAS, Álvaro Cesar. **Conforto térmico nos ambientes de trabalho**. 1. ed. São Paulo: Fundacentro, v. 1. 94p. 1999.

RUFINO, I. A. A.; SILVA, S. T.. Análise das relações entre dinâmica populacional, clima e vetores de mudança no semiárido brasileiro: uma abordagem metodológica. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 23, p. 166-181, 2017.

SANTAMOURIS, M.. **Energy and Climate in the Urban Built Environment**. **James and James Science Publishers**, London, 2001.

SANTIAGO, D. B. **Ilha de calor e a influência no conforto térmico da região integrada de desenvolvimento da grande Teresina (RIDE)**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Maceió, Alagoas, Brasil. 2017.

SANTOS, R.G.; PRATA-SHIMOMURA, A.R.; CORREIA, E.; FRANCO, M.d.A.R.; LOPES, A.S. Morfologia Urbana e Corredores de Ventilação como subsídio à Resiliência Urbana. *Rev. Labverde*, 8, 12–37, 2017.

SILVA, B. B. da; LOPES, Gláucia Miranda; AZEVEDO, Pedro Vieira de. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 - TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo - SP, v. 20, n.2, p. 243-252, 2005.

SILVA, B. B.; Braga, A. C.; BRAGA, C. C.; Montenegro, S. M. G. L.; BARBOSA JUNIOR, B. Procedures for calculation of the Albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental (Online)**, v. 20, p. 3-8, 2016.

SILVA, C. F.; UWAI, D. A.; RIBEIRO, P. A.; OLIVEIRA, I. F.. Computer Simulation of Three Mesoclimatic Urban the Federal District of Brazil. **Procedia Engineering**, v. 169, p. 280-288, 2016.

SILVA JÚNIOR, L. A. S.; DELGADO, R. C. ; WANDERLEY, H. S. . Estimativa da temperatura da superfície por sensoriamento remoto para a região da Amazônia Ocidental Brasileira. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.11, n.01, p. 237-250, 2018.

SOUZA, D. O.. **Influência da ilha de calor urbana nas cidades de Manaus e Belém sobre o microclima local**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, São Paulo, Brasil. 2012.

SOUZA, D. O.; NASCIMENTO, M. G.; ALVALÁ, RCS. Influência do crescimento urbano sobre o microclima de Manaus e Belém: um estudo observacional. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, n. 4, p. 1109-1124, 2015.

STANDARD, ASHRAE. 55. **Thermal environmental conditions for human occupancy**, 2010.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L. Satellite-Based Energy Balance to Assess Within-population Variance of Crop Coefficient Curve. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 95-108 p. 2008.

TEIXEIRA, D. C. F.; AMORIM, M. C. C. T. Ilhas de calor: representações espaciais de cidades de pequeno porte por meio de modelagem. **Geosp – Espaço e Tempo (Online)**, v. 21, n. 1, p. 239-256. ISSN 2179-0892. 2017.

USGS - U.S. Geological Survey. Landsat 8 data users handbook v. 2. U.S. **Geological Survey Landsat Project Science at the Earth Resources Observation and Science, L5DS-1574**, 2016.

VIANELLO, R. L. **Meteorologia básica e aplicações**. 2. ed. rev. ampl. Viçosa, Minas Gerais: Editora UFV, 2012.

ZARCO-TEJADA, P. J.; RUEDA, C. A.; USTIN, S. L. Water content estimation in vegetation with MODIS reflectance data and model inversion methods. **Remote Sensing of Environment**, v.85, p.109–124, 2003.

ZHA, Y.; GAO, J. N. I. S. Use of normalized difference built-up index in automatically mapping urban areas from TM imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v.24, p.583–594, 2003.

ZHAO, H. M.; CHEN, X. L. **Use of normalized difference bareness index in quickly mapping bare areas from TM/ETM+**. Geoscience and Remote Sensing Symposium, v.3, p.1666–1668, 2005.