

**ANA PAULA NUNES DA SILVA**

**ILHA DE CALOR URBANA: DIAGNÓSTICO E IMPACTOS NO MICROCLIMA DA  
REGIÃO METROPOLITANA DE MACAPÁ, AP**

Campina Grande – PB

**Maio - 2016**

ANA PAULA NUNES DA SILVA

ILHA DE CALOR URBANA: DIAGNÓSTICO E IMPACTOS NO MICROCLIMA DA  
REGIÃO METROPOLITANA DE MACAPÁ, AP

Tese de Doutorado submedida ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, na área de concentração de Meteorologia de Meso e Grande Escalas, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Doutor em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

**Campina Grande – PB**

**Maio - 2016**

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

S586i Silva, Ana Paula Nunes da.  
Ilha de calor urbana : diagnóstico e impactos no microclima da região metropolitana de Macapá, AP / Ana Paula Nunes da Silva. – Campina Grande, 2016.  
129 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2016.  
"Orientação: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva".  
Referências.

1. Temperatura de Superfície. 2. Amazônia. 3. Fluxo de Calor Sensível. I. Silva, Bernardo Barbosa da. II. Título.

CDU 551.525.2(043)

ANA PAULA NUNES DA SILVA

ILHA DE CALOR URBANA: DIAGNÓSTICO E IMPACTOS NO MICROCLIMA  
DA REGIÃO METROPOLITANA DE MACAPÁ (AP)

TESE APROVADA EM 06/05/2016

BANCA EXAMINADORA



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



Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Profª. Dra. MAGALY DE FATIMA CORREIA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Profª. Dra. LEIDJANE MARIA MACIEL DE OLIVEIRA  
Centro Acadêmico do Agreste  
Universidade Federal de Pernambuco



Profª. Dra. JOSICLÊDA DOMICIANO GALVÊNCIO  
Departamento de Ciências Geográficas  
Centro de Filosofia e Ciências Humanas  
Universidade Federal de Pernambuco

*A Maria Nunes da Silva e Laura Nunes,*

**DEDICO.**

## AGRADECIMENTOS

A Deus, por tudo.

A minha família, de modo especial a minha filha Laura Nunes que ficou sem a minha companhia em alguns momentos durante a elaboração final desta tese, pelo amor e incentivo constante que me ajudaram a concluir mais esta etapa em minha vida acadêmica. A Alex Silva pela constante presença.

À Universidade Federal de Campina Grande, especialmente à Coordenação do Curso de Pós-graduação em Meteorologia, pela oportunidade de realização de doutorado.

Ao prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, pela orientação e amizade construída desde o tempo de estudos da graduação. Foi uma honra tê-lo como orientador. Aos meus “co-orientadores” prof. Dr. Diego Souza e prof. Dr. Lola, pela orientação e apoio desde o início dos trabalhos, além da paciência e dedicação em me ensinar valiosos conhecimentos. À prof. Magaly Correia pela amizade e confiança em minha capacidade. Ao prof. Dr. Carlos Santos pela ajuda no início deste trabalho. Aos professores Dr. Abelardo e Suzana Montenegro pela disponibilidade de um local para desenvolver as atividades finais desta tese.

A Gilvan Portela pela ajuda em montar o experimento em campo. Ao meu trio: Liana Belúcio, Cinthya Duarte e Cryslene Furtado, pelo apoio tanto na pesquisa como nas horas que precisei me dedicar a este trabalho e que foram babás de minha Laura. Ao Sr. Lúcio Belúcio pelo auxílio com o processamento dos dados. À turma EFL13.1 pelos momentos de distração num período tão tenso em minha vida.

A todos os meus colegas de turma, em especial Naly, pela amizade, que mesmo ausente (fisicamente) sempre esteve presente, a John, Fran e Madson. A Luciele Simoá, que esteve presente me auxiliando na busca de meus dados “perdidos”. A Mariano Rocha e ao prof. Dr. João de Athaydes pelo suporte dado durante a elaboração desta.

Aos membros da banca examinadora, pela colaboração na melhoria e engrandecimento deste trabalho. A todos os professores do curso de Pós-graduação em Meteorologia, pelos valiosos conhecimentos passados ao longo dos anos de curso, pela amizade formada e pela indispensável cooperação para minha formação profissional. A Diva e Arilene.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo suporte financeiro desta pesquisa através do auxílio 141788/2011-9 e pelo financiamento do Projeto “Monitoramento do clima urbano em cidades de diferentes tamanhos na Região Amazônica Brasileira - CLIMURB”.

Enfim, a todos que direta ou indiretamente, contribuíram para a realização desse trabalho, o meu muito obrigada!

*“Escuto e esqueço, vejo e recordo, faço e entendo”*

Tao Te King

*“Era uma pessoa igual a cem mil outras pessoas. Mas, eu fiz dela um amigo, agora  
ela é única no mundo”*

O Pequeno Príncipe

SILVA, A. P. N. Ilha de calor urbana: diagnóstico e impactos no microclima da Região Metropolitana de Macapá, AP. 2016, 129p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2016.

## RESUMO

O objetivo deste trabalho foi verificar a ocorrência de ilha de calor urbana (ICU) e sua influência no microclima na Região Metropolitana de Macapá (RMM), situada no Nordeste da Amazônia Legal, já que esta região vem apresentando um rápido processo de urbanização. Este processo de crescimento urbano provoca mudanças na cobertura e uso do solo, que podem modificar diretamente o balanço de energia em superfície gerando modificações na atmosfera que podem variar da escala local até a regional. Para verificar o crescimento urbano da RMM utilizou-se imagens do LANDSAT TM e OLI/TIRS de cinco diferentes épocas e através da classificação supervisionada MAXVER, verificou-se a expansão da classe área construída entre 1986 e 2015, classe que subentende a malha urbana. Uma análise climática com dados de precipitação e temperatura, permitiu verificar que possivelmente a variabilidade da temperatura e precipitação encontrada deve estar mais associado com eventos como El Niño do que com mudanças climáticas, entretanto, as tendências de aquecimento observadas podem estar relacionadas com o crescimento urbano. Para entender os impactos do crescimento urbano na modificação do microclima da RMM analisou-se índices de extremos climáticos de duas estações meteorológicas: uma situada no perímetro urbano e outra numa área rural da RMM. Verificou-se que as maiores mudanças térmicas ocorreram na área mais afastada da cidade, fato devido às mudanças de uso do solo na região periférica da RMM, enquanto que os índices relacionados a precipitação foram mais significativos na área urbana. Foram instalados termo-higrômetros em quatro pontos da RMM em áreas suburbanas e rurais para analisar os índices ICU, verificou-se que o índice sazonal de ICU foi maior (menor) nos meses de março a abril (outubro a dezembro), enquanto o índice horário obteve diferentes resultados de acordo com a época do ano: no mês chuvoso (seco) foi mais intenso no início da noite (do dia) com valor para a RMM atingiram valores máximos de 6°C (4,9°C). Na análise da Ilha de Calor Urbana em Superfície (ICUS) utilizaram-se cinco imagens de satélite e se verificou que em todas as imagens houve a comprovação de ICUS com núcleos nos centros das malhas urbanas das duas cidades da RMM e num distrito situado entre os dois centros urbanos analisados. Verificando os índices de conforto térmico gerados pela formação de ICU na RMM, comprovou-se que a região central da RMM apresenta os maiores valores e, que os índices de calor e de temperatura efetiva apresentaram boa relação com a percepção térmica da população de RMM, entrando o índice de conforto humano não se mostrou aplicabilidade na região em estudo.

**Palavras-chave:** Amazônia, fluxo de calor sensível, temperatura da superfície.



SILVA, A. P. N. Ilha de calor urbana: diagnóstico e impactos no microclima da Região Metropolitana de Macapá, AP. 2016, 129p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2016.

## ABSTRACT

The goal of this Doctoral Thesis is to verify the occurrence of the Urban Heat Island (UHI) in the Macapá Metropolitan Area (RMM) Micro climate, which is placed in the Legal Amazon Northeast, due to the fact of the fast urbanization of the area. The development of the urban areas causes changes on the cover and use of the soil which could have a direct effect on the surface energy balance that may result in atmospheric modification in a local, or even regional, scale. In order to verify the RMM urban development, were used images from LANDSAT TM and OLI/TIRS of five different periods. Therefore, through the supervised classification MAXVER, it was possible to verify a expansion of the build-up area, the class of soil that covers the urban sheet, between 1986 and 2015. A climatic Analysis containing precipitation and temperature data showed that, probably, the variation of precipitation and temperature which appeared in the numbers presented are more likely to be associated with specific events, e.g. El Niño, than with the climatic changes. However, the growing heat trend observed during the research may be related to the urban development. In order to understand the impact of the development of the urban areas in the modification of the RMM micro climate, extreme climatic levels from two meteorologic bases were adopted: one of the those was placed within the urban perimeter; while the other was located in the RMM rural area. The data collected showed the biggest thermal changes took place further from the city, due to changes in the use of the soil in the isolated region of the RMM. About the levels related to precipitation, they were more significant in the urban areas. Term-hygrometers were installed in four different spots of the RMM, in suburban and rural areas, with the objective of analyzing the UHI levels. It was possible to verify that the season UHI levels were bigger (smaller) between March and April (October and December). The schedule levels showed different results along the year: during the rainy month (dry) it was more intense in the beginning of night (day) reaching maximum levels, in the RMM, of 6.0°C (4.9°C). For the analysis of the Urban Heat Island on Surface (SUHI) 5 satellite images were used and it was possible to verify in all of them the existence of ICUS with their cores located in the center of the urban sheets of the two cities that form the RMM and in a district placed between them. Trough the verification of the heat levels generated by the UHI formation in the RMM, it was possible to probe that the central area of the RMM presents the biggest values, and the IC and ITE levels are well connected to the RMM population's thermal perception. Considering the ICH it was evident the applicability of this Thesis in the area of the research.

**Key words:** Amazonian, sensible heat flux, land surface temperature.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área em estudo.....	5
Figura 2 – População do estado do Amapá e da RMM nos censos demográficos por situação do domicílio .....	7
Figura 3 – Ilustração da variabilidade das isotermas sobre uma região urbana e regiões vizinhas .....	7
Figura 4 – Esquema simplificado do Sistema Clima Urbano (A) e Sistema Ambiental Urbano (B).....	9
Figura 5 – Subsistema termodinâmico do Sistema Clima Urbano.....	10
Figura 6 – Causas e efeitos das atividades humanas e seus impactos na formação da ICU.....	12
Figura 7 – Evolução temporal da estrutura térmica e de vento numa seção transversal num vale ao longo de um dia .....	17
Figura 8 – Escalas e camadas usadas para distinguir os processos atmosféricos na área urbana .....	18
Figura 9 – Ilha de calor: possíveis configurações da circulação sobre a cidade em condições sinóticas de ventos fracos .....	19
Figura 10 - Variação de temperatura de superfície e do ar .....	21
Figura 11 – Estações meteorológicas e postos termohigrométricos na RMM .....	29
Figura 12 – Imagens dos postos de coleta de dados de superfície .....	31
Figura 13 – Registrador modelo Hobo® Data Logger U10-003 utilizado na pesquisa.....	32
Figura 14 – Abrigo meteorológico alternativo (A) e modelo 41003-5 10-Plate Gill Radiation Shield da Campbell.....	33
Figura 15 – AMA com o registrador HOB0® Data Logger U10-003 em seu interior .....	34
Figura 16 – Quadro de análise de tendência .....	35
Figura 17 – Cartas de uso do solo na Região Metropolitana de Macapá (RMM).....	55
Figura 18 – Valores médios mensais da precipitação pluvial na RMM.....	56
Figura 19 – Valores médios mensais de intensidade do vento na RMM .....	57
Figura 20 – Valores médios mensais da temperaturas máxima, média e mínima na RMM.....	58
Figura 21 – Médias das temperatura máximas, médias e mínimas do ar na RMM entre 1968 e 2014....	59
Figura 22 – Anomalias (A) e valores baseados no teste sequencial de Mann-Kendall (B) para a temperatura média do ar na RMM entre os anos de 1968 e 2014 .....	60
Figura 23 – Anomalias (A) e valores baseados no teste sequencial de Mann-Kendall (B) para a temperatura máxima do ar na RMM entre os anos de 1968 e 2014 .....	61
Figura 24 – Anomalias (A) e valores baseados no teste sequencial de Mann-Kendall (B) para a temperatura mínima do ar na RMM entre os anos de 1968 e 2014.....	62
Figura 25 – Anomalias (A) e valores baseados no teste sequencial de Mann-Kendall (B) para a precipitação total anual na RMM entre os anos de 1968 e 2014.....	64
Figura 26 – Variabilidade temporal do índice TXx (máximo das temperaturas máximas) (A) e TXn (mínimas das temperaturas máximas) (B) na estação FAZ (RMM – AP) .....	66
Figura 27 – Variabilidade temporal do índice TNn (mínimo das temperaturas mínimas) na estação SBMQ (RMM – AP) .....	66
Figura 28 – Variabilidade temporal do índice TNx (máximo das temperaturas mínimas) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP).....	67
Figura 29 – Variabilidade temporal do índice TX10p (Percentual de dias com TX < 10° percentil) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP).....	68
Figura 30 – Variabilidade temporal do índice TX90p (Percentual de dias com TX > 90° percentil) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP).....	68
Figura 31 – Variabilidade temporal do índice TN10p (Percentual de dias com TN < 10° percentil) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP).....	69
Figura 32 – Variabilidade temporal do índice TN90p (Percentual de noites com TN>90° percentil) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP).....	69
Figura 33 – Variabilidade temporal do índice WSDI (duração do período quente) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP) .....	70
Figura 34 – Variabilidade temporal do índice DTR (amplitude térmica) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP) .....	70
Figura 35 - Variabilidade dos indices CSDI (A) e CWD (B) na estação SBMQ .....	71
Figura 36 - IICU1 na RMM entre 2009 e 2014 no posto MS (A), SBMQ (B), INPE (C), FAMA (D), NHMET (E), IEPA (F) e FAZ (G) .....	72
Figura 37 – IICU2 na RMM no mês de março entre 2009 e 2014 .....	75
Figura 38 – IICU2 na RMM no mês de outubro entre 2009 e 2014 .....	76
Figura 39 - Exemplos de profundidades da CLN obtidas para valores extremos e nulo de IICU1 .....	78

Figura 40 – Cartas de albedo na RMM .....	80
Figura 41 – Histogramas de albedo na RMM .....	82
Figura 42 – Cartas de Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) na RMM .....	84
Figura 43 – Histogramas do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) na RMM.....	86
Figura 44 – Cartas de Índice de Construção por Diferença Normalizada (NDBI) na RMM .....	88
Figura 45 – Histogramas do Índice de Construção por Diferença Normalizada (NDBI) na RMM.....	89
Figura 46 – Cartas de temperatura em superfície na RMM .....	91
Figura 47 – Histogramas de temperatura de superfície na RMM .....	93
Figura 48 – Cartas de saldo de radiação na RMM.....	96
Figura 49 – Histogramas do saldo de radiação instantâneo na RMM.....	98
Figura 50 – Cartas de fluxo de calor sensível na RMM .....	99
Figura 51 – Histograma do fluxo de calor sensível na RMM .....	101
Figura 52 - Médias horárias de IC no mês chuvoso (A) e seco (B).....	103
Figura 53 - Médias horárias do ITE para o mês chuvoso (A) e seco (B).....	105
Figura 54 - Médias horárias do ICH nos meses chuvoso (A) e seco (B).....	107
Figura 55 - Distribuição por faixa etária de indivíduos entrevistados.....	108
Figura 56 - Distribuição da sensação térmica por faixas etárias da amostra entrevistada .....	109
Figura 57 – Percepção térmica e faixas de conforto térmico propostas pelo IC .....	110
Figura 58 – Percepção térmica e faixas de conforto térmico propostas pelo ICH .....	110
Figura 59 – Percepção térmica e faixas de conforto térmico propostas pelo ITE.....	111

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1 – Localização e caracterização dos pontos de coleta de dados na RMM (AP) .....</b>	<b>30</b>
<b>Tabela 2 – Índices climáticos de precipitação e temperatura do ar calculados através do software Rclimindex .....</b>	<b>38</b>
<b>Tabela 3 – Níveis de alerta do IC e suas prováveis consequências para a saúde .....</b>	<b>41</b>
<b>Tabela 4 – Índices de Conforto Térmico Humano.....</b>	<b>41</b>
<b>Tabela 5 – Sensação de conforto térmico do corpo, relacionado ao ITE .....</b>	<b>42</b>
<b>Tabela 6 – Informações das imagens adquiridas para processamento .....</b>	<b>44</b>
<b>Tabela 7 – Descrição das bandas do sensor TM do LANDSAT 5 .....</b>	<b>46</b>
<b>Tabela 8 – Descrição das bandas dos sensores OLI/TIRS do LANDSAT 8 .....</b>	<b>46</b>
<b>Tabela 9 – Constantes de calibração da banda termal dos sensores TM e ETM+.....</b>	<b>49</b>
<b>Tabela 10 – Índices de mudanças climáticas estatisticamente significativos na RMM .....</b>	<b>65</b>
<b>Tabela 11 - Nível de significância do Teste t-Student para os IC médios .....</b>	<b>104</b>
<b>Tabela 12 – Nível de significância do Teste t- Student para o ITE. ....</b>	<b>106</b>
<b>Tabela 13 – Nível de significância do Teste t- Student para o ICH.....</b>	<b>107</b>

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<b>Sigla</b>	<b>Significado</b>
AL	Atmosfera Livre
ALCMS	Área de Livre Comércio de Macapá e Santana
AM	Amazonas
AMA	Abrigo meteorológico alternativo
AP	Amapá
ASHRAE	American Society of Heating, Refrigerating and Airconditioning Engineers
BES	Balanco de Energia em Superfície
BRAMS	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CDD	Dias secos consecutivos
CDU	Camada de dossel urbano
CE	Ceará
CLA	Camada limite atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLIMURB	Monitoramento do Clima Urbano em Cidades de Diferentes Tamanhos na Região Amazônica Brasileira
CLP	Camada Limite Planetária
CLR	Camada Limite Residual
CLU	Camada Limite Urbana
CLU	Camada Limite Urbana
CSDI	Duração do período frio
CWD	Dias úmidos consecutivos
DCEA	Departamento de Controle e Espaço Aéreo
DEM	Modelo de Elevação Digital do Terreno
DTR	Amplitude térmica diária
ENOS	El Niño Oscilação Sul
ETCCDI	Expert Team on Climate Change Detection and Indices
ETM	Enhanced Thematic Mapper Plus
EVI	Índice de vegetação melhorada
EXCTRL	Experimento controle

EXFUT	Experimento de tempo futuro
EXPAS	Experimento de tempo passado
FAMA	Faculdade de Macapá
FAZ	Fazendinha (Macapá, AP)
FLE	Advecção de Fluxo de Calor Latente
G	Fluxo de Calor no Solo
H	Fluxo de Calor Sensível
HL	Hora Local
IAF	Índice de área foliar
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IC	Índice de Calor
ICH	Índice de Conforto Humano
ICOMI	Indústria e Comércio de Mineração
ICT	Índice de conforto térmico
ICU	Ilha de Calor Urbana
ICUS	Ilha de Calor Urbana em Superfície
IDT	Índice de Desconforto de Thom
IEPA	Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá
IFAP	Instituto Federal do Amapá
IICU	Intensidade da ICU
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ITE	Índice de Temperatura Efetiva
ITE	Índice de Temperatura Efetiva
LANDSAT	Land Remote Sensing Satellite
LE	Fluxo de Calor Latente
LEAF	Land Ecosystem-Atmosphere Feedback Model
LI	Linha de Instabilidade
LIM	Laboratório de Instrumentação Meteorológica
LST	Land Surface Temperature
MM5	short for Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model
MODIS-TERRA	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MS	Museu Sacaca
NCDC	National Climate Data Center
ND	Número Digital
NDBI	Normalized Difference Build-up Index (Índice de Construção por Diferença Normalizada)
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada)
NHMET	Núcleo de Hidrometeorologia e Energias Renováveis
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OL	Onda de Leste
OLI	Operational Land Imager
OMM	Organização Meteorológica Mundial
ONU	Organização das Nações Unidas
PA	Pará
PDU	Planos de Desenvolvimento Urbano
PE	Pernambuco
PNUD	Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento
PRCPTOT	Precipitação total anual nos dias úmidos
PTH	Posto termohigrométrico
R10	Número de dias com precipitação acima de 10mm
R20	Número de dias com precipitação acima de 20mm
R95p	Dias muito úmidos
R99p	Dias extremamente úmidos
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RMM	Região Metropolitana de Macapá
RMRJ	Região Metropolitana do Rio de Janeiro
RX1day	Quantidade máxima de precipitação em 1 dia
Rx5day	Quantidade máxima de precipitação em 5 dias
SAU	Sistema Ambiental Urbano
SBMQ	Aeroporto Internacional de Macapá – Alberto Alcolumbre
SCU	Sistema Clima Urbano
SDII	Índice simples de intensidade diária
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land

SEMA-AP	Secretária do Meio Ambiente do Estado do Amapá
SEU	Sistema Ecológico Urbano
SIPAM	Sistema de Proteção da Amazônia
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SVAT	Modelo de interação Solo-Vegetação-Atmosfera
TE	Temperatura equivalente
TEB	Town Energy Budget
TGS	Teoria Geral dos Sistemas
TIRS	Thermal Infrared Sensor
TM	Thematic Mapper
TMG	Tempo Médio de Greenwich
TN10p	Noites frias
TN90p	Noites quentes
TNn	Mínima temperatura mínima
TNx	Máxima temperatura mínima
TX10p	Dias frios
TX90p	Dias quentes
TXn	Mínima temperatura máxima
TXx	Máxima temperatura máxima
UA	Unidade Astronômica
USEPA	US Environmental Protection Agency (Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos)
USGS	United States Geological Survey
WSDI	Duração do período quente
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZE	Zona de Entranhamento



## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1	OBJETIVO GERAL .....	4
1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	4
<b>2</b>	<b>REVISÃO LITERÁRIA.....</b>	<b>5</b>
2.1	CONSIDERAÇÕES GERAIS .....	5
2.2	ÍNDICES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS .....	13
2.3	DETECÇÃO DE ICU ATRAVÉS DE DADOS EM SUPERFÍCIE .....	14
2.4	DETECÇÃO DE ICU ATRAVÉS DE DADOS EM ALTITUDE.....	16
2.5	DETECÇÃO DE ICU COM DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO.....	20
2.6	INFLUÊNCIA DA ILHA DE CALOR URBANA NO CONFORTO AMBIENTAL	25
<b>3</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>29</b>
3.1	DADOS EM SUPERFÍCIE .....	29
<b>3.1.1.</b>	<b>Validação dos abrigos meteorológicos alternativos utilizados.....</b>	<b>32</b>
<b>3.1.2.</b>	<b>Análise do microclima .....</b>	<b>34</b>
<b>3.1.3.</b>	<b>Índices de mudanças climáticas.....</b>	<b>37</b>
<b>3.1.4.</b>	<b>Intensidade da Ilha de Calor Urbana .....</b>	<b>39</b>
<b>3.1.5.</b>	<b>Índices de conforto térmico.....</b>	<b>40</b>
3.2	DADOS EM ALTITUDE.....	42
3.3	DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO.....	43
<b>3.3.1.</b>	<b>Dimensão da malha urbana .....</b>	<b>44</b>
<b>3.3.2.</b>	<b>Mapas temáticos.....</b>	<b>45</b>
3.3.2.2	Reflectância .....	46
3.3.2.3	Albedo planetário.....	47
3.3.2.4	Albedo da superfície .....	47
3.3.2.5	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada .....	48
3.3.2.6	Índice de Construção por Diferença Normalizada.....	48
3.3.2.7	Emissividade .....	49
3.3.2.8	Temperatura da Superfície.....	49
3.3.2.9	Saldo de Radiação.....	50
3.3.2.10	Fluxo de Calor no Solo .....	50
3.3.2.11	Fluxo de Calor Sensível.....	51

3.4	PERCEPÇÃO TÉRMICA DOS HABITANTES DA RMM.....	53
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>54</b>
4.1	DIMENSÃO DA MALHA URBANA.....	54
4.2	ANÁLISE DO MICROCLIMA DA RMM.....	56
4.3	ÍNDICES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS.....	65
4.4	INTENSIDADE DA ILHA DE CALOR URBANA.....	71
4.5	CAMADA LIMITE NOTURNA.....	77
4.6	ALBEDO DA SUPERFÍCIE.....	79
4.7	ÍNDICE DE VEGETAÇÃO POR DIFERENÇA NORMALIZADA.....	83
4.8	ÍNDICE DE CONSTRUÇÃO POR DIFERENÇA NORMALIZADA.....	87
4.9	TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE.....	90
4.10	SALDO DE RADIAÇÃO.....	94
4.11	FLUXO DE CALOR SENSÍVEL.....	98
4.12	ÍNDICES DE CONFORTO TÉRMICO.....	102
4.13	PERCEPÇÃO TÉRMICA PELOS HABITANTES DA RMM.....	108
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>112</b>
<b>6</b>	<b>LITERATURA CITADA.....</b>	<b>113</b>
<b>7</b>	<b>APÊNDICE A.....</b>	<b>129</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O crescimento acentuado e desordenado que algumas cidades vivenciaram no século XX causou bruscas mudanças no uso do solo, provocando modificações nos fluxos de calor em superfície e ocasionando alterações na estrutura térmica sobre a cidade.

De acordo com Arya (2001), a Ilha de Calor Urbana (ICU) é definida como o aumento da temperatura da superfície e do ar sobre uma área urbana, em relação às áreas rurais ou suburbanas vizinhas.

Assim, a urbanização é um fator que contribui para a formação das ICU, sobretudo em virtude da remoção da vegetação e sua substituição por materiais como concreto, asfalto, metais e vidros, que possuem capacidade térmica de absorção maior que a vegetação natural, favorecendo a absorção da energia solar na superfície durante o dia e emissão de ondas longas à noite, causando a elevação das temperaturas sobre as áreas urbanizadas. Ademais, o crescimento da rugosidade imposta pela presença de construções aumenta a turbulência que promove a transferência de calor para cima, ao mesmo tempo em que diminui o escoamento zonal, favorecendo sobremaneira a retenção da radiação calorífera (LOMBARDO, 1995).

Como a cidade não se desenvolve de forma igual em toda sua extensão, a temperatura do ar também não é homogênea, fazendo com que dentro da própria área urbana haja regiões mais quentes e outras com temperaturas mais amenas e, conforme Alcoforado et al. (2005), não seria correto classificar de “microclima urbano”, mas sim de um conjunto de climas locais que se refletem num padrão térmico organizado, como efeito de uma multiplicidade de microclimas típicos de cada elemento que caracteriza o espaço urbano.

De acordo com a Organização das Nações Unidas (ONU, 2012) o processo de urbanização, ou seja, o crescimento da porcentagem da população que vive nas cidades tem seguido um padrão semelhante ao crescimento da população global. Na América Latina e no Caribe, a urbanização foi muito rápida entre 1950 e 1990, passando de 40% a 70% a população urbana neste período. Desde então a população urbana vem aumentando num ritmo mais lento, mas mesmo que esta desaceleração continue, estima-se que até 2050 a população urbana representará 90% da população da América Latina.

Ainda de acordo com a ONU (2012), desde 1950 houve um processo gradual de ocupação das áreas antes vazias ou interioranas, em grande parte relacionado com o desenvolvimento da fronteira agrícola e projetos de desenvolvimento econômico, como foi o caso de Belém e Manaus. Em Macapá, em 1950, foi implantado no território uma base administrativa para o projeto da Indústria e Comércio de Mineração (ICOMI), que teve seu

início no município de Santana (vizinho à capital do Amapá) com a implantação de um porto, para escoamento do manganês e com a construção de uma vila operária, para abrigar seus funcionários. O projeto ICOMI trouxe grandes modificações para os municípios de Macapá e Santana, de forma que a expansão de seus bairros foi ocorrendo de forma acelerada, trazendo uma série de problemas, uma vez que a expansão com o crescimento de novos bairros foi marcante; porém, a infraestrutura necessária para estas localidades não foi planejada, o que ocasiona até os dias atuais muitos transtornos para a população.

Outro fato que atraiu um grande contingente populacional para a região foi a criação da Área de Livre Comércio de Macapá e Santana (ALCMS) em 1992, o que acarretou em crescimento populacional e urbano desordenado, levando grande parte dos imigrantes a ocupar áreas de ressacas (regiões semialagadas). Em 26 de fevereiro de 2003 foi criada a Região Metropolitana de Macapá (RMM), pela Lei complementar estadual n. 21/2003 e desde sua criação compreende os municípios de Macapá e Santana, que juntos compreendem 75% da população (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, 2010) do Estado.

O tipo de cobertura da terra interfere substancialmente nas temperaturas encontradas na superfície, visto que a refletância depende do tipo de material que recebe a energia solar. Assim, os novos materiais que recobrem o solo, antes vegetado, tendem a causar um aumento na temperatura do ar da área. Desse modo, a radiação que seria usada na evaporação (fluxo de calor latente) é usada para aquecer a superfície (aumentando os fluxos de calor sensível e do solo). Cabe salientar que a própria atividade humana, que altera a estrutura da atmosfera local e do uso do solo, também favorece o desenvolvimento de ICU através da maior concentração de gases no ar e diminuição da área disponível para evapotranspiração.

Assim sendo, a formação da ICU irá influenciar de forma direta o Balanço de Energia em Superfície (BES). As mudanças no BES podem ser geralmente observadas nas áreas urbanas, com aumento na radiação solar refletida e aumento na emissão de radiação infravermelha, diminuição nos valores do fluxo de calor latente e aumento nos valores de fluxo de calor sensível, aumento no armazenamento de energia em superfície através de prédios e obstáculos, além da adição do termo de emissões de calor antropogênico na equação do BES (SOUZA, 2012).

A modificação do BES em áreas urbanas é diretamente afetada pela estrutura urbana, mudanças nos usos da terra e população, enquanto que a intensidade da ICU está positivamente correlacionada com a população (OKE, 1973; OKE, 1982).

Mesmo atraindo a atenção de muitos pesquisadores (FUJIBE, 2011; WOLTERS e BRANDSMA, 2012; SOUZA e ALVALA, 2014; DOUZA, NASCIMENTO e ALVALA,

2015), os estudos sobre os climas urbanos nem sempre estão presentes nos instrumentos legais de planejamento, limitando-se muitas vezes à climatologia do local. Como exemplo, a cidade de Macapá já foi objeto de estudo de quatro Planos de Desenvolvimento Urbano (PDUs): Plano GRUMBILF do Brasil (1959), PDU da Fundação João Pinheiro (1973), PDU da empresa HJ Cole & Associados (1976) e o Plano Diretor de Desenvolvimento Urbano e Ambiental (2004). Em todos os PDUs, a questão meteorológica, quando abordada, limita-se à inclusão de alguns valores médios, referentes às condições climáticas regionais, tratando de forma igual as áreas verdes, as mais densamente urbanizadas e as menos habitadas, não levando em consideração a especificidade de cada área da cidade.

Deste modo, este trabalho tem por hipótese central de que com a expansão da malha urbana, o gradiente de temperatura entre a área urbanizada e seus entornos tende a aumentar, provocando a formação/intensificação de ICU. Nas condições atuais, é provável que a possível ICU na região analisada não apresente grande magnitude, mas devido à expansão que a região Macapá-Santana vem apresentando, há grandes chances da intensidade da ICU aumentar e impactar substancialmente o conforto ambiental da população. Assim, o diagnóstico e o estudo do processo de formação e localização de ICU fornecem subsídios ao planejamento urbano, bem como pode auxiliar no desenvolvimento de políticas públicas que resultem em melhoria da qualidade de vida dos habitantes, já que a elevação da temperatura provoca o estabelecimento de zonas de menor pressão em superfície e, este gradiente térmico facilita a movimentação do ar em direção aos pontos mais quentes e, conseqüentemente, o possível transporte de poluentes para essas áreas.

A realização desta pesquisa foi motivada pelo fato de Macapá ainda carecer de investigações desta natureza, apenas tendo sido realizados alguns experimentos na região Norte do Brasil por Souza (2012), que atestou ocorrência de ICU em duas capitais, além de que os efeitos das ICU, entre outros fatores, são considerados responsáveis pela qualidade de vida e, principalmente, pelo conforto térmico de seus habitantes. Assim, espera-se que os resultados deste estudo venham a integrar aspectos sociais e ambientais, e que sirvam como base para estratégias de urbanização mais saudáveis, dando subsídios para estratégias de planejamento urbano e futuros PDU, levando a melhoria da qualidade de vida dos habitantes.

## 1.1 OBJETIVO GERAL

Diagnosticar a presença de ICU na RMM, verificando se sua origem está relacionada ao efeito da urbanização e identificando as consequências que esta pode vir a causar nos processos atmosféricos, e suas influências sobre o microclima local.

## 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

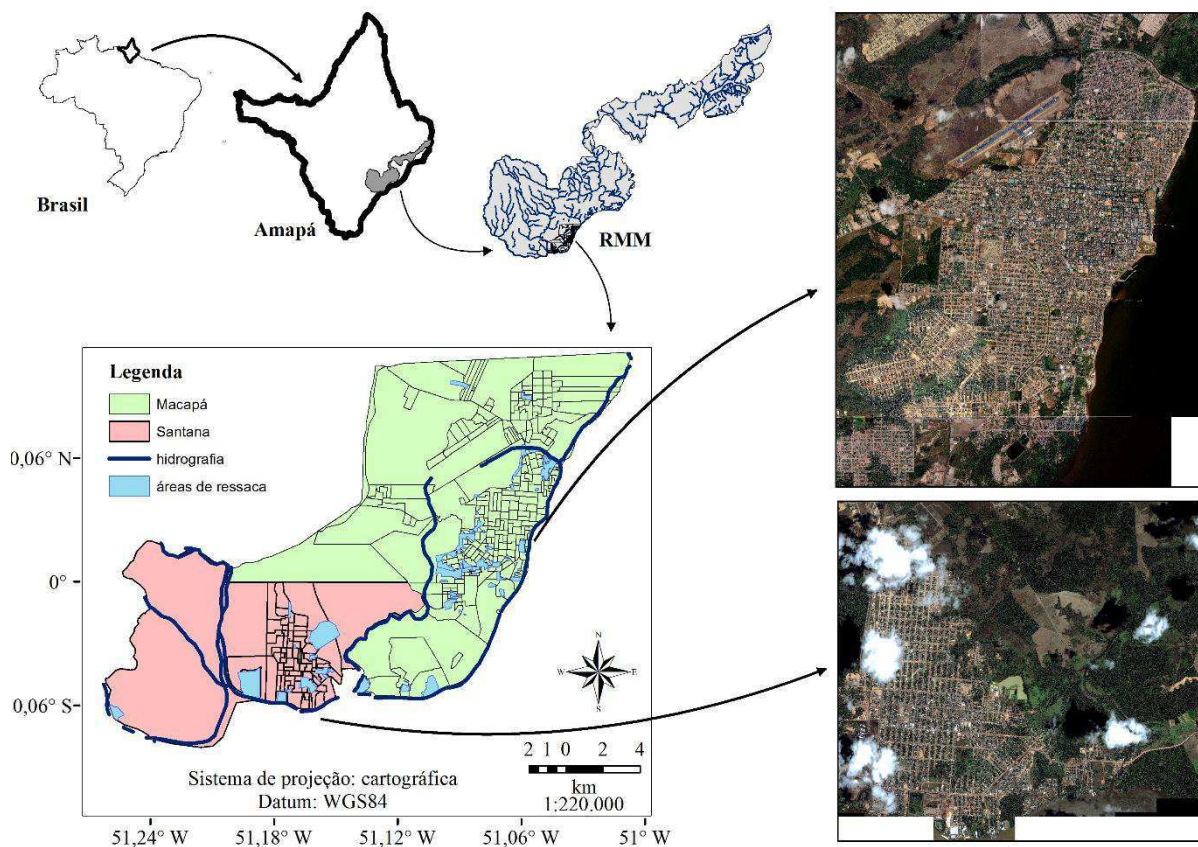
- Verificar, através de uma série temporal de imagens de satélite, a expansão da malha urbana na RMM (AP).
- Avaliar o impacto do crescimento urbano sobre o microclima local na RMM (AP) através de dados observacionais históricos.
- Determinar os índices de mudanças climáticas para a RMM (AP).
- Obter os índices de ilha de calor para a RMM (AP) através de dados observacionais em vários pontos da área em estudo.
- Verificar como a presença da ICU pode afetar o perfil vertical de algumas variáveis meteorológicas em altitude.
- Gerar mapas, com base em imagens de satélite, de albedo, NDVI, temperatura da superfície, saldo de radiação e fluxo de calor sensível.
- Analisar os impactos que a atual urbanização causou no microclima, através do cálculo de índices de conforto térmico para as atuais condições higrotérmicas da RMM e relacioná-los com a percepção térmica da população.

## 2 REVISÃO LITERÁRIA

### 2.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

A área em estudo é a RMM (Figura 1), que possui área aproximada de  $7,99 \cdot 10^3 \text{ km}^2$  (Resolução nº 5 de 10 de outubro de 2002) e densidade demográfica de  $63,1 \text{ hab.km}^{-2}$  (IBGE, 2010) e abrange dois municípios: a capital Macapá ( $0,04^\circ\text{N}$ ,  $51,07^\circ\text{W}$ , 12 m) e Santana ( $0,06^\circ\text{S}$ ,  $51,18^\circ\text{W}$ , 12 m); situadas à margem esquerda do rio Amazonas que, formam uma malha ortogonal de ruas paralelas ao rio Amazonas e avenidas transversais a ele. A RMM limita-se a sudeste com o Estado do Pará e banhada na parte leste pelo rio Amazonas, limitando-se ainda com os municípios Itaúbal, Cutias, Ferreira Gomes, Porto grande e Mazagão.

**Figura 1 – Localização da área em estudo**



Fonte: base de dados do IBGE e SIPAM, elaborado pela autora.

A região possui clima do tipo tropical chuvoso, que se caracteriza por apresentar chuvas do tipo monção, com nítida estação seca, onde a temperatura média nunca é inferior a  $18^\circ\text{C}$  e a oscilação anual, de modo geral, é sempre inferior a  $5^\circ\text{C}$  e, chuva anual média de 2.500 mm. Por

conta da proximidade das duas cidades estudadas e da ausência de dados meteorológicos da cidade de Santana, subentende-se que ambas possuem as mesmas características climáticas.

Devido à RMM estar localizada próxima à Linha do Equador, climatologicamente não existe uma grande variabilidade em algumas características meteorológicas. Segundo Molion (1987) a precipitação pluvial é o parâmetro climatológico mais importante da região, em conjunto com a nebulosidade (FISCH, MARENGO e NOBRE, 1998).

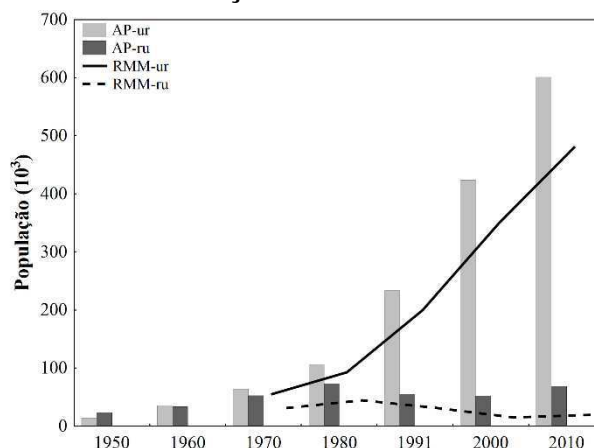
Os principais sistemas atmosféricos atuantes na região e que geram grandes quantidades de chuvas e modulam o clima no local são: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os Ventos Alísios, as Ondas de Leste (OL), as Linhas de Instabilidades (LI), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) e de grande escala, muitas vezes associados à penetração de Sistemas Frontais nas regiões S e SE do Brasil que interagem com a Região Amazônica e ativam a convecção na região (MOLION, 1987; FISCH, MARENGO e NOBRE, 1998), e também a circulação de brisa marítima, que organiza convecção sobre toda a costa próxima à foz do Amazonas (CAVALCANTI, 1982).

Conforme Souza e Cunha (2010), observa-se próximo à costa do Estado do Amapá condições oceânicas e atmosféricas que favorecem a formação de nuvens convectivas sobre o Oceano Atlântico Equatorial, as quais podem se propagar em direção à Amazônia pelo escoamento de leste, ou seja, os ventos alísios. A região sofre muitas vezes anomalias nas médias climatológicas devido a eventos climáticos extremos, resultantes das variabilidades de larga escala, como por exemplo, os fenômenos El Niño e La Niña, entre outros (SOUZA, KAYANO, AMBRIZZI, 2004; SOUZA et al. 2009; FEDOROVA e CARVALHO, 2006).

De acordo com o IBGE (2010) a população residente na Amazônia Brasileira cresceu de 4,5 milhões de habitantes em 1970 para aproximadamente 23 milhões em 2010, representando 12% da população brasileira. No Amapá, a população passou de 37.477 habitantes em 1950 para 669.529 em 2010 (Figura 2), apresentando um aumento de 70% por ano neste período. Vale ressaltar que em 1950 a população rural era 41% maior que a população urbana. No contexto da RMM, que em 2010 representava 75% da população do Estado, entre 1970 e 2010, a população rural apresentou diminuição média de 1,0% ao ano, enquanto a população urbana passou de 54.903 para 480.202 habitantes. Neste contexto vale ressaltar que a diminuição da população rural não é apenas devido ao êxodo rural, mas também pelo crescimento da malha urbana, que passa a englobar áreas antes consideradas rurais. Em 1970, 86% da população urbana do estado do Amapá residiam na atual RMM, enquanto em 2010 este percentual caiu para 80%, revelando o desenvolvimento urbano de outras cidades do Estado.



**Figura 2 – População do estado do Amapá e da RMM nos censos demográficos por situação do domicílio**

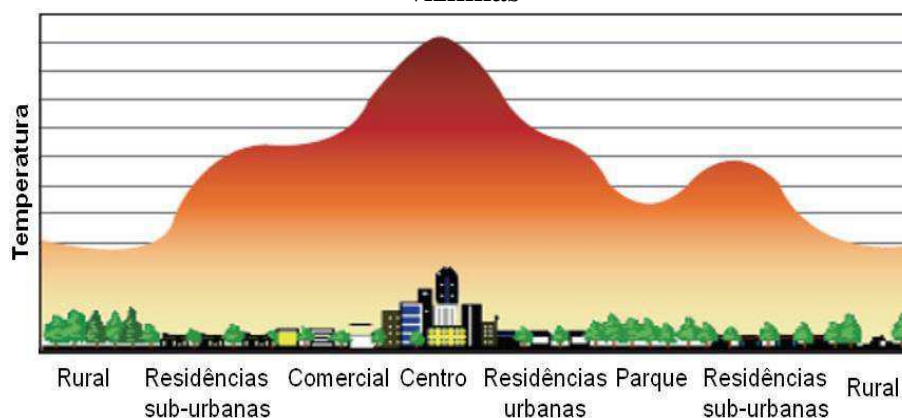


Legenda: AP-ru, AP-ur = população rural e urbana do Estado do Amapá, respectivamente; RMM-ru, RMM-ur = população rural e urbana na Região Metropolitana de Macapá, respectivamente..

Fonte: dados do Censo Demográfico do IBGE ([sidra.ibge.gov.br/bda](http://sidra.ibge.gov.br/bda)) elaborado pela autora

O termo ICU se deve a uma elevação das isotermas sobre a superfície considerada em relação às áreas circunvizinhas, tendo similaridade com uma ilha (Figura 3). Esta conceituação corrobora com a definição de Coltri et al. (2008) que definem ICU como uma anomalia térmica onde a temperatura de superfície do ar urbano se caracteriza por ser superior a da vizinhança rural.

**Figura 3 – Ilustração da variabilidade das isotermas sobre uma região urbana e regiões vizinhas**



Fonte: Adaptado de Arya (2001)

Vale ressaltar que a ICU é o resultado cumulativo de modificações na cobertura, em virtude da remoção da vegetação por materiais como concreto, asfalto, metais e vidros. Estes materiais possuem capacidade térmica de absorção maior que a vegetação natural, favorecendo a permanência da energia na superfície durante o dia e à noite emitindo radiação de onda longa

mais intensamente, assim, elevando as isotermas sobre estas áreas. Ademais, o crescimento da rugosidade imposta pela presença de construções aumenta a turbulência, que promove a transferência de calor para cima, ao mesmo tempo em que diminui o escoamento zonal, favorecendo sobremaneira a retenção da radiação calorífera (LOMBARDO, 1995).

Como a cidade não se desenvolve uniformemente em toda sua extensão, a temperatura do ar também não é homogênea, fazendo com que dentro da própria área urbana haja regiões mais quentes e outras com temperaturas mais amenas. Assim, conforme Alcoforado et al. (2005), não seria correto chamar esse fenômeno de “microclima urbano”, mas sim de um conjunto de climas locais que refletem um padrão térmico organizado, efeito de uma multiplicidade de microclimas característicos de cada elemento que caracteriza o espaço urbano.

A intensidade da ICU varia ao longo das estações do ano e de ano para ano (PINHO e ORGAZ, 2000; WENG, 2002). Vários fatores podem afetar o início e a intensidade das ICUs, incluindo a localização geográfica, condições climáticas, área, população e extensão das áreas verdes (KALNAY e CAI, 2003; KIM e BAIK, 2005).

Lopes (2006) descreve 3 tipos de ICU, a saber: ICU das superfícies que interagem com a atmosfera urbana inferior, geralmente observada a partir de sensoriamento remoto; ICU da atmosfera urbana inferior, entre o nível médio do solo e o nível médio do topo dos edifícios, comumente estudada a partir de registradores colocados em pequenos abrigos meteorológicos situados em meio urbano; e, ICU da camada limite superior, que se sobrepõe à anterior e se estende por várias vezes até à atmosfera livre.

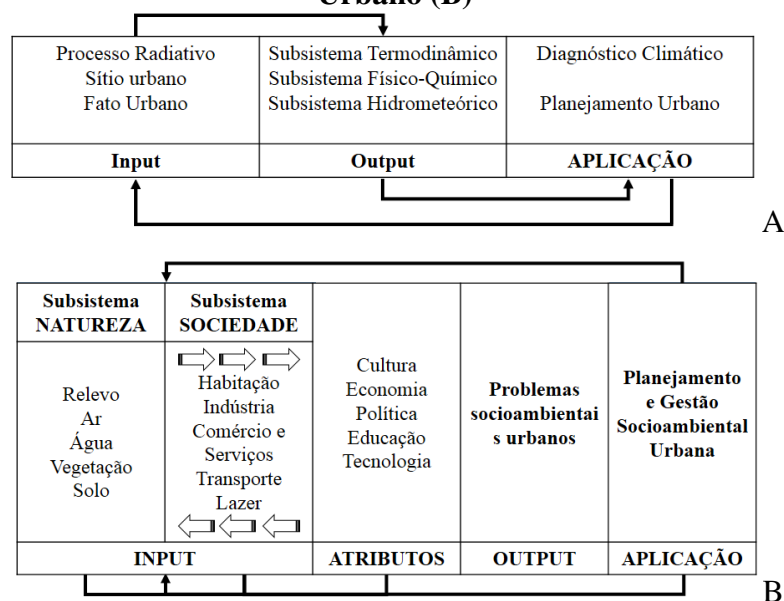
De acordo com Roth (2007), apesar de avanços nos estudos sobre ICU, é ainda necessário realizar campanhas experimentais para obter um conjunto de medidas, principalmente nas cidades tropicais. No entanto, o alto custo e as dificuldades associadas às campanhas experimentais têm motivado o desenvolvimento de sistemas numéricos, parametrizações e modelos multi-escala para representar os processos urbanos (MIRZAEI e HAGHIGHAT, 2010).

Van Heerwaarden e Arellano (2008) estudaram a influência da heterogeneidade na formação de nuvens e verificaram que a umidade relativa nas proximidades do topo da CLP é maior sobre a área quente, facilitando a formação de nuvens.

O clima urbano abrange aspectos de urbanização como crescimento e cultura da população, economia e expansão das cidades, materiais das construções, verticalização do solo, conforto e bem estar do cidadão, dentre outros (OKE, 1973; LOMBARDO, 1985; BRANDÃO, 2003; SHIMODA, 2003). Deste modo, devido à complexidade do ambiente urbano e de seus

estudos, Monteiro (1976), embasado na Teoria Geral dos Sistemas (TGS) de Von Bertalanffy (1950), propôs a teoria do Sistema Clima Urbano (SCU), em que este ambiente é dividido em três subsistemas que interagem entre si: o termodinâmico (relacionado à ilha de calor e ilha de frescor urbana, conforto e desconforto térmico da população, inversão térmica); o físico-químico (relacionado à dinâmica do ar e suas interações com a cidade, destacando a poluição do ar, a relação entre as estruturas urbanas e os ventos); e, o hidrometeorológico (relacionado às chuvas urbanas e seus impactos, tais como os processos de inundação nas cidades) (Figura 4A).

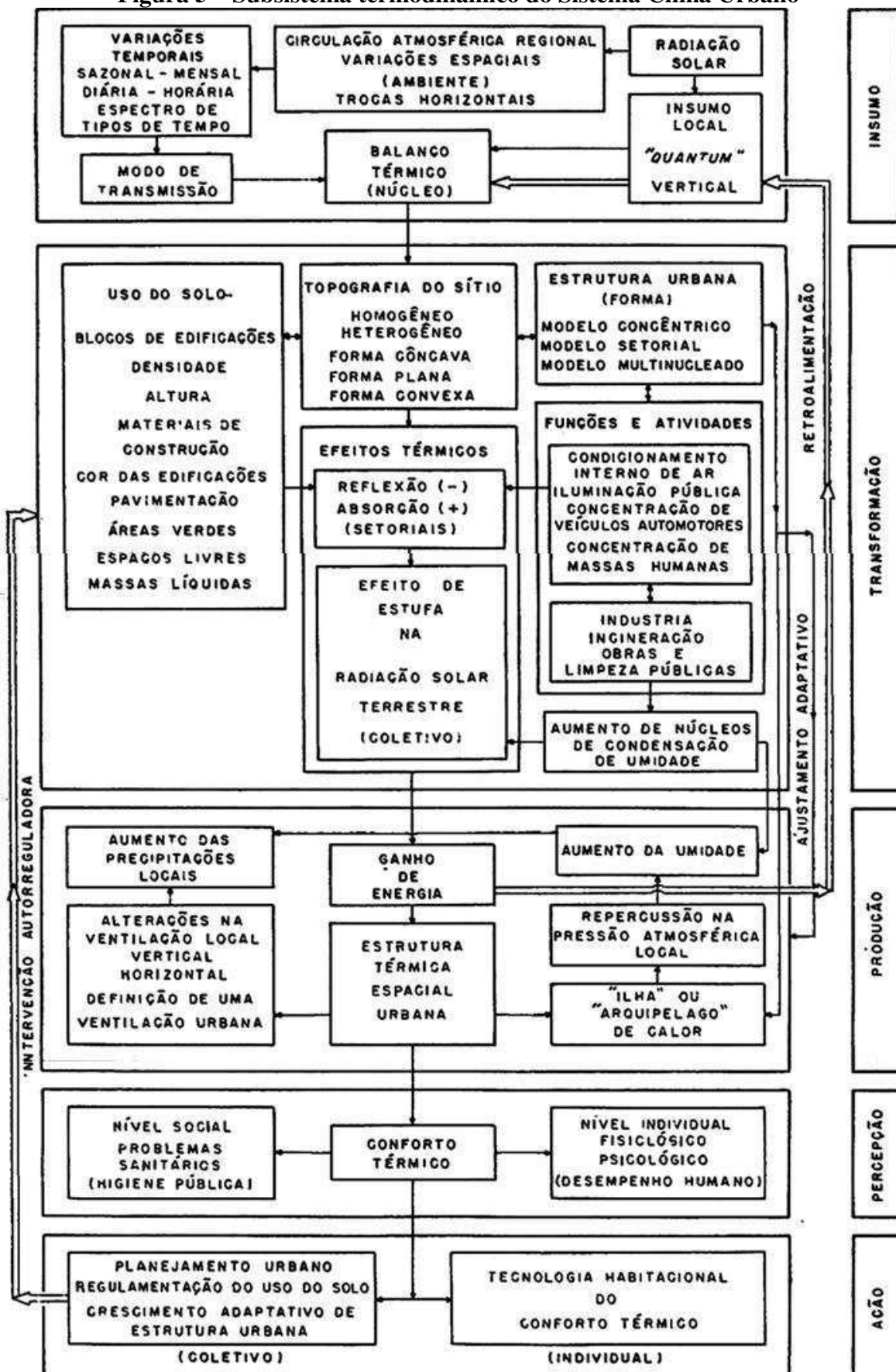
**Figura 4 – Esquema simplificado do Sistema Clima Urbano (A) e Sistema Ambiental Urbano (B)**



Fonte: Monteiro (1976); Mendonça (2004).

Considerando o SCU, este trabalho se ateu ao subsistema termodinâmico. Na Figura 5 percebe-se como os insumos termodinâmicos podem se transformar produzindo, dentre outros efeitos, variabilidade térmica no sistema acarretando a ICU que através do desconforto térmico se torna perceptível a população. Nesse caso, a mitigação se refere às ações que podem ser tomadas em relação às respostas desse subsistema e devem ser propostas nos PDUs, devendo-se ressaltar a importância do uso e da ocupação do solo na estrutura térmica da cidade.

Figura 5 – Subsistema termodinâmico do Sistema Clima Urbano



Fonte: Monteiro (2003).

Em 1997, o Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento / Oficinas de Serviços para Projetos das Nações Unidas (PNUD/UNOPS) propôs o Sistema Ecológico Urbano (SEU), que concebe o ambiente urbano a partir de uma visão sistêmica, dividido em três subsistemas (Natural, Social e Ecológico).

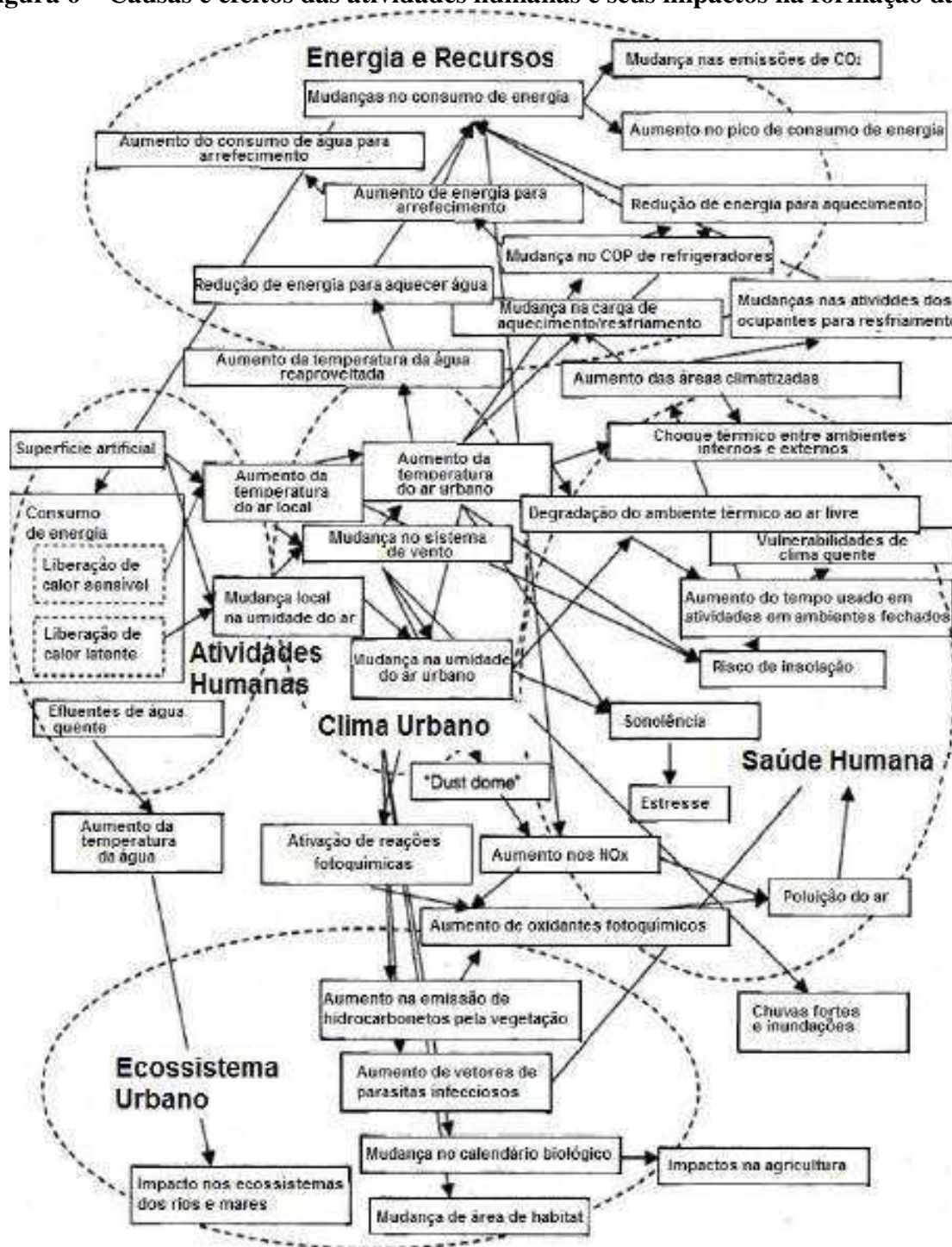
Mendonça (2004), fundamentando-se nas concepções do SCU e do SEU, propôs o Sistema Ambiental Urbano (SAU). Este sistema considera a cidade como um todo, sendo um sistema complexo e aberto, composto de três subsistemas: natural, que corresponde às feições do ambiente; construído, abrange o ambiente artificial; e, social, que abrange as características da população inserida no sistema. O SAU (Figura 4B) é composto por Inputs (dados de entrada), Atributos, Outputs (dados processados) e Aplicações.

No que concerne o SAU, este trabalho faz uso do subsistema Social, abordando o conforto térmico relacionado às condições de vida da população residente no ambiente urbano (Output). Neste, o conforto não é visto apenas como uma saída de um subsistema, mas sim resultado da interação entre os três subsistemas, sendo um dos problemas socioambientais urbanos. A mitigação deste problema socioambiental deve ser proposta nos PDUs, onde a aplicação dessas soluções implicará no aumento da qualidade de vida da população que, por meio de mecanismos de feedback tende a dirimir os produtos do subsistema termodinâmico do SCU.

Em algumas regiões de latitudes médias, como o norte da Europa, a ICU pode ser vista como um recurso energético, pois contribui para invernos menos rigorosos, diminuindo o consumo de energia no inverno. Entretanto, nas regiões tropicais a presença deste fenômeno pode causar um consumo maior de energia devido aos equipamentos de refrigeração, além do que o próprio ar-condicionado libera ar quente para o exterior favorecendo o aumento da temperatura nas áreas externas.

De acordo com Shimoda, Narumi e Mizuno (2005) a ICU é responsável por vários tipos de impactos no ambiente urbano, na saúde humana, no consumo de água e de energia, no ecossistema urbano, no ambiente local e global. Partindo desta premissa, os autores elaboraram um modelo (Figura 6) que mostra as interações entre o clima urbano e as atividades humanas bem como as consequências destas relações. Percebe-se que a ICU causa impactos tanto na saúde humana como no clima global.

Figura 6 – Causas e efeitos das atividades humanas e seus impactos na formação da ICU



Fonte: Shimoda, Narumi e Mizuno (2005)

Deste modo fica claro que as transformações na paisagem decorrentes da urbanização (remoção da vegetação, impermeabilização do solo, crescimento populacional, aumento da malha urbana, aumento da frota veicular) alteram o BES e o balanço hídrico urbano, fazendo

com que estas novas características físicas alterem os elementos do clima da área, gerando um clima urbano com características próprias.

A cidade é, portanto, geradora de um clima próprio, resultante da interferência de todos os fatores que se processam sobre a camada de limite urbano e que agem no sentido de alterar o clima em escala local. Seus efeitos mais diretos são percebidos pela população por meio de manifestações ligadas ao conforto térmico, à qualidade do ar, aos impactos pluviais e a outras manifestações capazes de organizar a vida da cidade e deteriorar a qualidade de vida de seus habitantes (MONTEIRO, 1976).

A identificação e quantificação dos fenômenos climáticos urbanos e das características térmicas de uma cidade, assim como a sua correlação com diversos outros fatores, são de grande importância no sentido de dar subsídio a projetos de planejamento urbano, favorecendo a melhoria da qualidade de vida de seus habitantes (OKE, 1987).

## 2.2 ÍNDICES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS

De acordo com Santos et al. (2009) as variações climáticas locais podem ser quantificadas através da observação de tendências temporais com uso de ferramentas de análise estatística, as quais podem ser representadas por indicadores ou índices climáticos.

O RCLimindex, possui este nome pois é a junção do programa ClimDex, manipulado em ambiente R. O software R é uma linguagem e ambiente para computação estatística e exibição de gráficos, que compila e executa tanto plataformas UNIX, como Windows e MacOS. R é um conjunto integrado de instalações de software para manipulação de dados, cálculo e exibição gráfica. É uma linguagem de programação, pois sua interface inclui condicionais, loops, funções definidas pelo usuário, entrada e saída de instalações. É também um "ambiente", já que é um sistema totalmente planejado e coerente, em vez de uma adição incremental de ferramentas muito específicas e inflexíveis, como é frequentemente o caso com outros softwares de análise de dados.

O programa Climindex AFL 3.0 é um pacote computacional que é usado para o cálculo de índices de extremos climáticos com finalidades de monitorar e detectar mudanças climáticas. O mesmo foi desenvolvido por Byron Gleason, do National Climate Data Center (NCDC) da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), e tem sido usado em estudos de análise de mudanças climáticas em variáveis ambientais: precipitação (Santos et al., 2009; Santos et al., 2011; Assis, Lacerda e Sobral, 2012; Santos, C. A. C. et al., 2012a; Santos, C. A.

C. et al., 2012b; Santos et al., 2012c; Santos, K. P. C. et al., 2012) e temperatura (Santos, 2011; Santos et al., 2011; Santos, C. A. C. et al., 2012b; Santos, K. P. C. et al., 2012).

Tanto o R 3.0.1 como o Climdex AFL 3.0 são de distribuição gratuita e estão disponíveis para download no website do Institute for Statistics and Mathematics e do Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) (<http://www.r-project.org/> e [http://www.climdex.org/climdex\\_software.html](http://www.climdex.org/climdex_software.html))

O ClimDex AFL 3.0 usa como variáveis de entrada dados de precipitação, e temperaturas máxima e mínima, em escala diária. Como saída o modelo define 27 índices básicos que foram recomendados pelo ETCCDI para a detecção de mudanças climáticas, entre outros que podem ser definidos pelo usuário. O RClimdex ainda fornece, para cada índice determinado, os dados estatísticos, como tendência linear calculada pelo método de mínimos quadrados, nível de significância estatística da tendência (valor p), coeficiente de determinação ( $r^2$ ) e erro padrão de estimativa, além dos gráficos das séries anuais.

### 2.3 DETECÇÃO DE ICU ATRAVÉS DE DADOS EM SUPERFÍCIE

Roth (2007) destaca que menos de 20% de todos os estudos de clima urbano dizem respeito a áreas urbanas de clima tropical, e quando realizado geralmente o trabalho é mais inclinado para estudos descritivos, ao invés de analisar a climatologia física das cidades (sub)tropicais. O autor verificou que nas cidades urbanas tropicais as maiores intensidades de ICU são geralmente mensuradas durante a estação seca, como em Singapura (clima *Aw*). Jauregui (1986) sugeriu que a pequena amplitude, no caso das cidades situadas perto do Equador, tais como Bogotá, poderia ser devida ao ritmo sazonal de seco/úmido, que é menos diferenciado.

Marques Filho et al. (2009) destacam a importância dos estudos de climatologia urbana em países tropicais, que aparecem bem diferentes de climas temperados. Os autores apresentaram alguns resultados da termodinâmica e a evolução temporal da ICU para a Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ). Três grupos de microclimas diferentes foram identificados na RMRJ, ocasião em que constataram que a ICU tropical na RMRJ ocorre durante a manhã e não durante a noite, como em áreas temperadas, sendo mais intensa ao longo dos meses de transição entre o verão chuvoso e inverno seco (Fevereiro-Maio) com uma amplitude de 4-5 °C (em oposição a um intervalo de 2 a 3 °C nos outros meses). Ao contrário do que acontece na manhã, tarde e início da noite, a diferença é negativa, indicando que a área com vegetação é mais quente que a área urbana.



Silva et al. (2010) analisaram a ocorrência de ICU na cidade de Campina Grande (PB) usando dados de medições móveis e estações meteorológicas automáticas, no mês seco (novembro/2005) e mês chuvoso (junho/2006), situadas em área urbana e suburbana. Os resultados apontaram intensidades de ICU de  $1,48^{\circ}\text{C}$  ( $-0,7^{\circ}\text{C}$ ) no mês seco (chuvoso), evidenciando a presença de ICU em cidades de médio porte, principalmente em período de menos chuva. Conforme os autores o fenômeno da ICU é provavelmente devido ao intenso processo de urbanização e uso de materiais como pedra, concreto e asfalto, que produzem um aumento da temperatura local em comparação com áreas suburbanas.

Linden (2011) avaliou a influência do uso da terra no clima urbano na região de Sahelian (Ouagadougou, capital de Burkina Faso, no continente africano) na estação seca, com dados móveis (capturados através de sensores em automóveis) e fixos (medidos em estações meteorológicas em superfície) nos meses de novembro e dezembro de 2003 e 2004, visando estabelecer a influência da vegetação e de um grande reservatório localizado no centro no clima urbano. Durante as duas campanhas a região foi dominada por alta pressão e condições atmosféricas estáveis com céu nublado, mas sem nuvens e sem precipitação, com velocidade do vento noturno inferior a  $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ . Como resultado, o autor verificou que a ICU no centro e em áreas suburbanas não foram muito pronunciadas, chegando a  $1,9^{\circ}\text{C}$  quando comparadas a áreas rurais secas e a  $5^{\circ}\text{C}$  quando comparadas a áreas rurais vegetadas, indicando que não é o tipo de material ou geometria, mas sim a presença ou ausência de vegetação que cria diferenças térmicas. Já sobre os lagos, observou-se que são menos claros, embora estes tendam a diminuir a temperatura nas proximidades. O autor ainda ressalta que a cobertura do solo urbano, juntamente com a região climática, pode criar importantes diferenças nas propriedades físicas deixando o clima urbano em uma cidade tropical seco, diferente das comumente observadas nas cidades de clima temperado.

O mesmo fato foi observado por Silva et al. (2011) ao analisaram os resultados preliminares de um estudo diagnóstico de Ilhas de Calor Urbana em Petrolina (PE), no período de junho a agosto de 2010, trimestre mais seco da cidade. Os autores constataram que a ICU em Petrolina pode estar mais relacionada ao resfriamento da área no entorno (predominantemente agrícola) do que um aumento propriamente dito na temperatura da malha urbana da cidade. Este fato ocorre devido a presença de extensas áreas irrigadas que diminuem o fluxo de calor sensível na região do entorno da malha urbana, fazendo com que as áreas rurais apresentem temperatura inferior a observada no centro urbano da cidade.

Santos, K. P. C. et al. (2012) analisaram as tendências de variação climática urbana de Macapá com base nas variáveis meteorológicas diárias de temperatura do ar e precipitação

pluviométrica com dados de 1968 a 2008. Os autores verificaram que dos 27 índices, 13 apresentaram alterações estatisticamente significativas, concluindo que estas mudanças nos valores dos indicadores quantificados podem estar associadas com a formação de ICU, ressaltando que devido à proximidade da cidade ao rio Amazonas as alterações sofrem uma suavização devido às brisas fluviais.

Souza e Alvalá (2014) analisaram observacionalmente a ICU da cidade de Manaus (AM) com dados coletados em dois locais diferentes, em área urbana e de uma região de floresta, cerca de 30 km da cidade, no período de 2000 a 2008. Os autores verificaram que o ambiente urbano cria um aumento local na temperatura e uma diminuição da umidade relativa. A média anual observada chegou a apresentar diferenças de temperaturas em torno de 3°C e umidade relativa perto de 1,7%. Uma característica interessante da ICU de Manaus, observada pelos autores, está associada com um diurno ciclo que difere de outros estudos para diferentes locais do mundo, com dois picos de maior intensidade, um às 8h local e outro entre 15h e 17h locais. Também verificaram que a área urbana tende a perder calor antes e mais lentamente e esfriar mais tarde e mais rápido do que a floresta, o que explica o comportamento distinto do ciclo diurno da ICU em áreas tropicais.

#### 2.4 DETECÇÃO DE ICU ATRAVÉS DE DADOS EM ALTITUDE

O conhecimento da variabilidade da Camada Limite Planetária (CLP) é fundamental para entender a variabilidade espacial e temporal da ICU (GRIMMOND, 2006).

A Troposfera é a camada da atmosfera que vai desde a superfície até uma altitude aproximadamente de 11 km, concentrando quase todo o vapor d'água da atmosfera, sendo a camada mais importante do ponto de vista meteorológico. Esta região é subdividida em outras duas: a Camada Limite Planetária (CLP), que é a região desde a superfície até aproximadamente 3 km e o restante da Troposfera, que é denominada Atmosfera Livre (AL) (STULL, 1988).

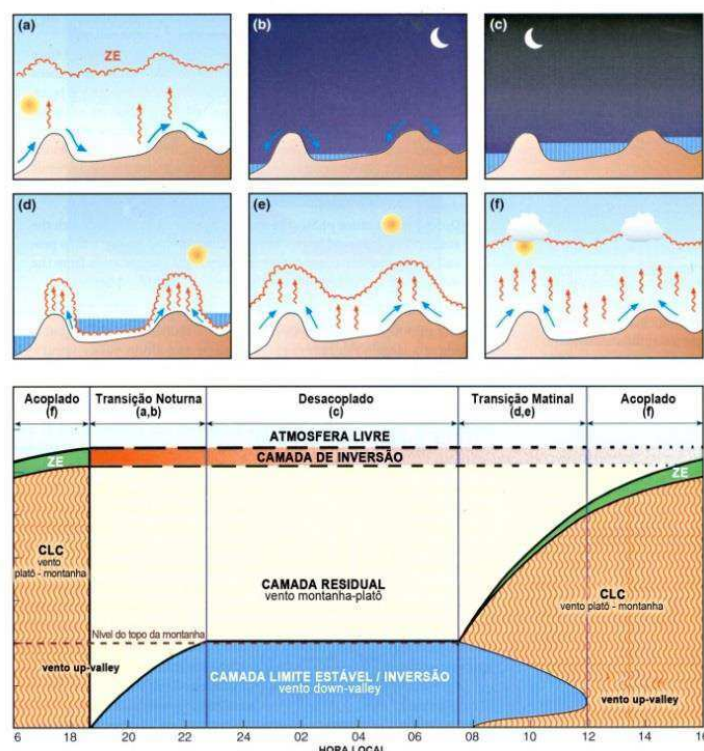
A CLP é definida por Stull (1988), como a região da atmosfera que é influenciada diretamente pela superfície da terra e na qual se manifestam os efeitos da superfície em escalas de tempo menores do que o período diário e movimentos turbulentos mantêm fluxos significativos de momentum, energia e massa. Além desses fatores, as circulações de meso e escala global são responsáveis pela evolução da CLP Amazônica (Betts et al., 2009).

Os efeitos da superfície na atmosfera podem ser dinâmicos ou térmicos. Os dinâmicos ocorrem devido ao atrito do vento com a superfície nos níveis mais baixos, causando uma grande variação de velocidade ao longo da vertical nos primeiros metros medidos a partir da

superfície. Os efeitos térmicos decorrem da troca de energia na forma de calor entre a superfície e a atmosfera.

A evolução temporal do ciclo diurno da CLP pode ser observada através da Figura 7, onde se percebe que a espessura da CLP é função dos efeitos dinâmico e térmico da superfície, bem como da hora do dia. Apresentando ao longo do dia: a Camada Limite Convectiva (CLC), formando-se depois do nascer do Sol e desaparecendo apenas com o pôr do Sol, nesta o aquecimento da superfície forma termas de ar quente que se elevam modificando o topo da CLP; a Camada Limite Estável Noturna (CLE), comum à noite, pois ocorre quando a superfície terrestre se resfria, provocando um fluxo de calor negativo que extrai energia cinética dos turbilhões da atmosfera, assim, a turbulência na CLE é menos intensa que na CLC; e, Camada Limite Residual (CLR), região acima da CLE cuja principal fonte de turbulência é mecânica. Se tem, ainda a Zona de Entranhamento (ZE) que em geral corresponde a 0,8 a 1,2 da altura da CLP.

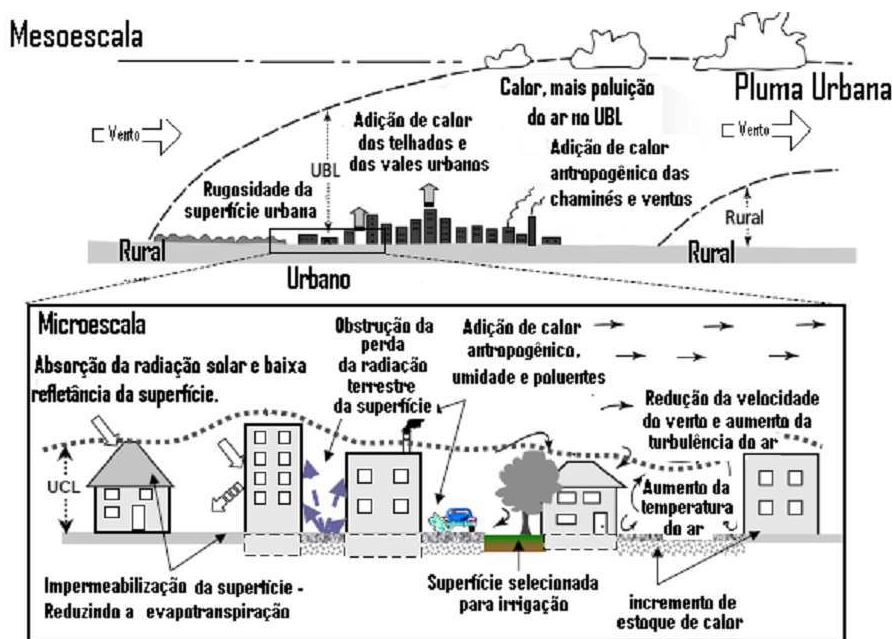
**Figura 7 – Evolução temporal da estrutura térmica e de vento numa seção transversal num vale ao longo de um dia**



A Camada Limite Urbana (CLU) estende-se acima do nível do telhado, com características produzidas pela natureza urbana da superfície, cuja rugosidade, devido à presença de edifícios relativamente altos, faz com que haja um campo aerodinâmico específico:

a velocidade do vento é reduzida, mas há aumento de turbulência e arraste produzido pela fricção do ar. A Camada de Dossel Urbano (CDU) é definida como se situando na altura média dos elementos dos telhados, que gera turbilhões produzidos por processos de micro escala nas ruas, entre edifícios (OKE, 1987; GRIMMOND, 2006) (Figura 8).

**Figura 8 – Escalas e camadas usadas para distinguir os processos atmosféricos na área urbana**

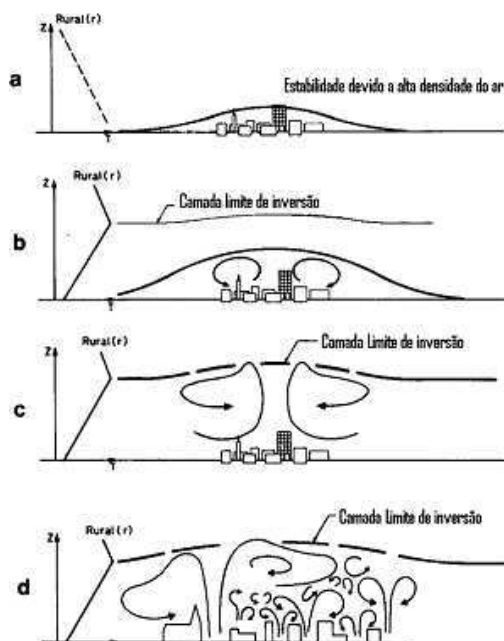


Fonte: Oke (1987) adaptada pela autora

De acordo com Wanner e Hertig (1984) no período noturno a CLP se contrai devido à estabilização vertical; a convecção forçada é capaz de desestabilizar o ar da zona rural, produzindo advecção sobre a cidade. Assim, pode-se dizer que a CLU apresenta um perfil vertical térmico diferente das áreas rurais, consequência do fluxo de calor sensível ou antropogênico, liberado pela camada intra-urbana, além de um previsível arrasto do ar friccionado em movimentações provocadas pela ilha de calor e das condições de tempo, conforme a Figura 9.

A variabilidade complexa da Camada Limite Amazônica, suas interações com os tipos de superfície, convecção atmosférica e circulações de mesoescala, têm sido um dos grandes focos de estudo na última década (SANTOS et al., 2007). Martin et al. (2010) mostram que apesar da alta variabilidade, as alturas médias da CLC na Amazônica atingem valores maiores que 1000 metros.

**Figura 9 – Ilha de calor: possíveis configurações da circulação sobre a cidade em condições sinóticas de ventos fracos**



Legenda: A– Ilha de calor estável com uma célula de convecção. B – Pequenas células de convecção. Vórtex anelar próximo a superfície. C – Ilha de calor com duas clássicas plumas de célula de convecção. D – Ilha de calor configurada com várias diferentes de convecção

Fonte: Wanner e Hertig (1984) adaptada pela autora.

Fisch et al. (2004) realizaram análise sobre a altura da CLC sobre dois sítios: pastagem e floresta no sudoeste da Amazônia em duas estações (seca e úmida). Os autores verificaram que a altura da CLC na estação seca sobre a floresta (pastagem) chegou a 1092 m (1641 m) e na estação úmida 1002 m (927 m). Nas duas situações as máximas alturas foram observadas às 17 Hora Local (HL); em ambos os sítios as maiores taxas de crescimento foram observadas entre 11 e 14 HL, quando a atmosfera está aquecida e o fluxo de calor sensível é elevado.

Sousa, Cohen e Rocha (2006) com dados coletados durante no período chuvoso de 2002 em sítio de floresta na Amazônia setentrional, que constataram que a CLP portou-se em torno de 750m. Estes resultados mostram que mesmo na área de influência da Amazônia há diferentes resultados devido às características microclimáticas da área.

Fisch et al. (2004) verificaram que a diferença entre altura da CLE em dois sítios experimentais (floresta e pastagem) foi maior no período seco que a observada no período chuvoso. Isto é devido à partição de energia de superfície, visto que o fluxo de calor sensível é duas vezes maior na pastagem (seca), fenômeno causado pelo baixo nível de evapotranspiração, significando que mais energia retornará a atmosfera mais baixa na forma de calor sensível em vez de fluxo de calor latente (SILVA, 2012).

Santos (2005) analisou a altura da CLE nos anos de 1994 e 1999, no Estado de Rondônia em sítios de floresta, pastagem e em um sítio de transição entre floresta e pastagem, nas estações seca e chuvosa. A autora verificou que não existem grandes diferenças na a profundidade da CLE em medidas feitas nas diferentes coberturas do solo. Ainda de acordo com a autora estes estudos mostraram que a estrutura da CLE Amazônica é melhor caracterizada na estação seca, pois os fatores de meso escala não influenciam na estrutura e os efeitos locais são predominantes. Ao contrário, durante a estação chuvosa, torna-se constante a interação dos efeitos de grande e meso escala com efeitos locais, alterando os padrões de comportamento da CLE.

Civerolo et al. (2007) simularam com o modelo MM5 o impacto do crescimento urbano nas propriedades da CLP da região metropolitana de Nova Iorque (Estados Unidos), através de cenários de crescimento da área urbana através de modelagem de uso e cobertura da terra. Os autores destacaram que a intensa urbanização produz um aumento de 0,6°C na temperatura ao final da tarde, a camada limite planetária também aumenta aproximadamente 150m e ocorre uma diminuição na razão de mistura de vapor d'água.

Marques Filho et al. (2013) através de simulações computacionais analisaram a influência da ICU na estrutura da CLP usando o modelo LES com a técnica de Covariância de Vórtices Turbulentos com 5 diferentes condições iniciais para resolução espacial, temperatura potencial, umidade específica, etc., para representar a heterogeneidade da superfície. Os fluxos turbulentos foram descritos por uma função Gaussiana, variando apenas em x, onde a ICU situa-se na região central. Os autores observaram que nas cinco simulações a altura da CLP foi maior sobre a área urbana.

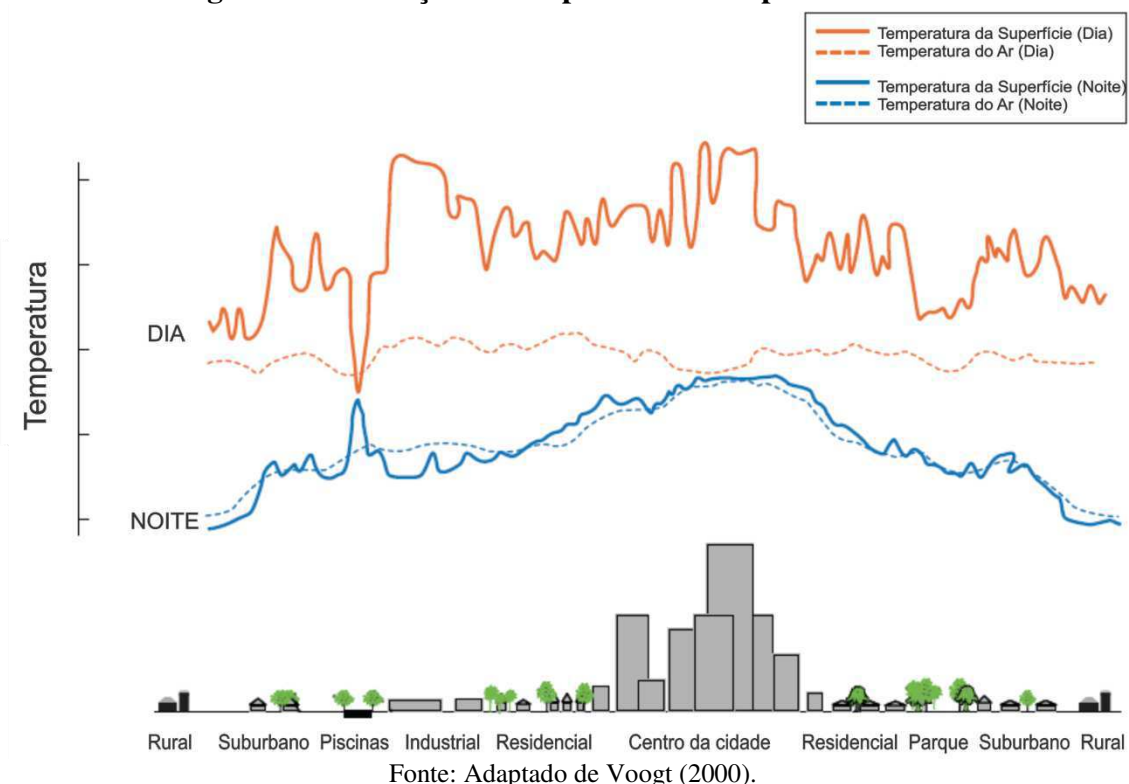
## 2.5 DETECÇÃO DE ICU COM DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

A ICU foi primeiramente investigada através de técnicas de satélite na década de 1970 (Matson et al., 1978). Desde então, essas técnicas vêm se aprimorando com o aumento na resolução dos sensores, quantidade de satélite em órbita e cobertura global.

Cartas de temperatura da superfície geradas como produtos de imagens de satélite, têm sido usadas para se detectar a presença de ICU. Apesar da complexidade do acoplamento entre a superfície e a atmosfera, a identificação de centros de altas temperaturas em superfície é um artifício para identificar áreas sujeitas ao fenômeno da ICU, já que a temperatura do ar se dá devido a trocas turbulentas entre a superfície e a atmosfera no período diurno e por perdas radiativas no período noturno.

De acordo Voogt e Oke (2003), para se monitorar ICU através de dados de sensoriamento remoto, a variável a ser analisada é definida como de Ilha de Calor Urbana em Superfície (ICUS), pois neste caso, diferente da ICU, o parâmetro em foco é a temperatura da superfície (LST – land surface temperature). Na Figura 10, pode-se compreender a diferença das isotermas de temperatura de superfície e temperatura do ar nos períodos matutino e noturno ao longo de uma cidade, conforme o uso e ocupação da mesma.

**Figura 10 - Variação de temperatura de superfície e do ar**



Moreira e Galvêncio (2007) analisaram a temperatura da superfície em Recife através de imagens do Landsat 7 ETM+ de maio de 2002 e verificaram que a região sul, área predominantemente edificada por elevadas construções e reduzida cobertura vegetal, onde se encontram os bairros de Boa Viagem (polo turístico da cidade) e o aeroporto, apresentou as maiores temperaturas, revelando uma amplitude térmica de 5°C. Esses resultados mostram a importância dessas áreas para a formação das ICUS.

De acordo com Chander, Markham e Helder (2009) os satélites da série Landsat fornecem o mais antigo registro contínuo de observações por satélite e, são divididos em 3 grupos que são baseados nas características dos sensores e de suas plataformas.

Costa, Silva e Peres (2010), analisando variações térmicas localizadas na área urbana do município de Ilha Solteira (SP), usando sensores TM, verificaram temperaturas de superfície

entre 21°C e 23°C nas áreas que apresentaram maior quantidade de vegetação e valores de temperatura que oscilaram entre 41°C e 44°C nas regiões onde predominam áreas edificadas e pavimentadas, caracterizando assim o fenômeno de ICUS.

Moreira, Nóbrega, Silva (2011), usando imagens LANDSAT 5 analisaram a ICU Recife (PE). Os autores verificaram que em 2006 (2010) os valores de temperatura variaram entre 21°C (19°C) e 33°C (30°C), sendo os menores valores encontrados (23°C - 25°C) nos corpos hídricos e vegetação, e os maiores valores de temperaturas (> 31°C) foram localizados nas áreas onde há um predomínio do solo impermeabilizado, proporcionando com isto o aprisionamento da energia incidente e contribuindo desta feita para o surgimento das ICUS.

Tomlinson et al. (2011) fizeram um vasto levantamento de como na última década houve um aumento considerável na quantidade e disponibilidade de dados de satélites, sendo usados, principalmente, a banda do infravermelho termal do espectro eletromagnético para determinação da temperatura da superfície no contexto da meteorologia e climatologia, que auxilia na detecção de ICU. Entretanto, os autores verificaram que ainda existe uma lacuna de pesquisa significativa relacionada à quantificação da relação entre as temperaturas do ar observada em superfície e as estimadas pelos sensores. Contudo, cabe ressaltar que a temperatura do ar está relacionada à temperatura do solo e estas geralmente são usadas para a tomada de decisões de política e gestão dos espaços urbanos, fazendo com que as técnicas de sensoriamento remoto sejam uma ferramenta bastante importante para estudos relacionados à detecção de ICU.

Apesar da aplicabilidade do sensoriamento remoto em detectar ICUS, Mohan et al. (2012) analisaram esta variável com base em medições in situ e imagens MODIS-TERRA na capital da Índia, Nova Deli, durante o verão de 2008. Os autores verificaram que a ICUS tende a ser maior, em magnitude, tanto durante horas da tarde quanto à noite, entretanto observaram que ICUS e dados in situ são comparáveis apenas durante à noite. Ou seja, para imagens obtidas no período diurno, os autores propõem que a ICUS que possivelmente possa ser detectada terá magnitude inferior a real ICUS, se obtida no período noturno.

Delgado et al. (2012), usando imagens LANDSAT 5 TM durante 20 anos em Rio Branco (AC), verificaram que o valor do NDVI vem diminuindo aos poucos, variando de 0,67 em 1990 para 0,45 em 2010. Os autores indicam que esta mudança se deve ao crescimento do perímetro urbano da cidade, o que tem levado ao surgimento de ICU nesta capital da Amazônia Legal. Os autores ainda concluíram que áreas densamente urbanizadas combinadas com a falta de vegetação, podem resultar em baixos valores de calor latente, umidade específica e



evapotranspiração, mas, por outro lado, aumentam significativamente os fluxos de calor sensível que modificam a camada limite urbana.

Lucena et al. (2013) analisaram a influência das características atmosféricas e o uso do solo na formação da ilha de calor urbana na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ), através de imagens de satélite Landsat 5 TM para três eventos de inverno (1987, 1998 e 2010). Os autores verificaram que em todas as imagens analisadas as regiões centrais apresentaram maiores temperaturas seguidas das áreas urbanas periféricas e das áreas de vegetação. Em 1998 a temperatura média das áreas urbanas centrais chegou a atingir 36,2°C enquanto a área vegetada registrou apenas 31,8°C. Os autores destacaram ainda que diferentemente da Europa e outros países americanos, que possuem subúrbios com ruas bem espaçadas e parques, apresentando-se como lugares confortáveis, o subúrbio da RMRJ (como outros do país) são áreas desconfortáveis, com falta de moradia e saneamento, áreas com pouca ou sem árvores, onde uma população significativa muitas vezes vive em condições insalubres, como favelas. Portanto, não é surpreendente que estas áreas suburbanas registrem temperaturas superiores ou até mesmo maiores do que a área central, estabelecendo um quadro diferente para a configuração da temperatura urbana em países tropicais, comparada com a de países temperados, como destacado por Roth (2007).

Zhang, Balzter e Wu (2013), através de imagens de LANDSAT 5 TM (1989) e Landsat 7 ETM+ (2001) estimaram a descarga de calor antropogênico sob a forma de fluxo de calor sensível em ambiente urbano na cidade de Fuzhou (China). Para tanto, os autores analisaram a fração de vegetação em cada pixel, o tipo de cobertura da terra e a porcentagem de área de superfície impermeável. Os resultados sugerem que o calor antropogênico de lançamento, provavelmente desempenha um papel significativo no efeito ICU e deve ser considerado nas estratégias de adaptação de mudança de clima urbano. Como pode ser visto, o sensoriamento remoto pode desempenhar um papel importante no mapeamento de padrões espaciais e temporais de ICU e pode diferenciar o calor antropogênico dos fluxos de radiação solares.

De acordo com Seto e Christensen (2013), o sensoriamento remoto oferece perspectivas únicas para estudar a relação entre os sistemas urbanos e a mudança climática porque proporciona uma vista espacial e sinótica da paisagem, haja vista que as imagens são disponíveis em várias bandas, extensões e com relativa resolução temporal.

Wu, Lung e Jan (2013), com o uso do sensor MODIS avaliaram os efeitos da ICUS durante as ondas de calor em duas cidades no norte de Taiwan, Taipei (metrópole) e a cidade adjacente, Yilan (de médio porte). Os autores verificaram que em todas as 55 imagens utilizadas, Taipei teve intensidade ICUS maior que a observada em Yilan, com valores que

oscilaram entre 10,2°C (2007) e 1,0°C (2000). Os autores destacaram que as imagens de satélite obtidas às 10h30 em Taiwan não podem capturar a maior intensidade ICUS em Taipei e Yilan, que deve ocorrer aproximadamente entre 12 e 14 HL. Nesse sentido, eles supõem que é altamente provável que a intensidade ICUS ultrapasse valores 10,2°C e 7,5°C em Taipei e Yilan, respectivamente. Deste modo, os autores destacam uma desvantagem do uso de satélites para detecção de ICUS, que é a temporalidade, pois a hora da passagem do satélite pode corresponder a um momento em que não seja possível detectar a ICUS mesmo ela estando presente em determinado local.

Em Presidente Prudente (AP) a ICUS foi analisada por Cardoso e Amorim (2016) com a banda 10, correspondente à faixa do infravermelho termal (10,6 – 11,19  $\mu\text{m}$ ) do satélite OLI/LANDSAT 8, capturada no dia 1 de maio de 2013 às 10h24. Os autores conseguiram verificar vários núcleos de ICUS com valores de temperatura oscilando entre 22 e 31°C, sendo que a área rural no entorno da cidade, com cobertura vegetal rasteira e resquícios de mata nativa, se mostrou menos aquecida do que a área urbana (> 28°C), do que região intraurbana (29 a 31°C) e pontos da cidade com presença de áreas verdes ou construções mais espaçadas e edificações com coberturas de cerâmica (26 a 28°C).

Mathew et al. (2015) analisaram o efeito da vegetação (através de índices NDVI, EVI – índice de vegetação melhorada - e NDBI – índice da diferença normalizada de construção) e urbanização na temperatura da superfície (LST) da cidade de Ahmedabad, na Índia. Os autores verificaram que a LST teve a correlação negativa com o NDVI, confirmando que solos verde pode reduzir a ICU, enquanto que solos expostos podem reforçar o efeito de ICU, deste modo os autores afirmam que o NDVI, EVI e NDBI podem ser usados para investigar o risco de ICU e pode dar subsídios importantes aos planejadores da cidade quanto para possíveis impactos da mudança ambiental urbana.

Tartari et al (2015) analisaram a temperatura da superfície na bacia do rio Puruzinho (Sudoeste da Amazônia Brasileira). Os autores observaram que temperaturas elevadas ocorreram onde existem corpos hídricos, indicando o efeito da antropização às suas margens. Dessa forma, a antropização das margens dos rios tem maior efeito na estimativa da temperatura da superfície que os corpos d'água.

A ICU em Riyadh (capital da Arabia Saudita) foi analisada por Almutairi (2015) através do sensor OLI do LANDSAT 8. O autor utilizou separadamente a banda 10 (10,60-11,19  $\mu\text{m}$ ) e 11 do sensor e observou que nas duas imagens geradas foi detectada a ICU, quando usou a banda 10 (11) obteve índice de 12°C (11°C) identificando 10 núcleos de ICU sobre a cidade.

Deste modo o autor ratificou a eficácia do uso de imagens de satélite LANDSAT 8 na detecção de ICU, bem como na quantificação de sua intensidade.

## 2.6 INFLUÊNCIA DA ILHA DE CALOR URBANA NO CONFORTO AMBIENTAL

Na análise do clima da cidade, o conforto térmico configura-se como importante fator na qualidade ambiental urbana. Sendo um parâmetro urbano, e juntamente com outras variáveis biológico-fisiológicas e psicológicas, integra um conjunto de parâmetros que definem um conforto ambiental. Embora o conforto térmico varie de acordo com o tipo de clima e também de indivíduo para indivíduo, foram criadas escalas denominadas Índices de Conforto Térmico para a análise do conforto. Esses índices têm como principal objetivo integrar o conjunto de variáveis envolvidas no conforto gerando um parâmetro ou indicador que possa ser usado às diversas condições ambientais e às diferenças individuais das pessoas.

De acordo com Fanger (1972), as variáveis que interferem nas condições de conforto podem ser classificadas em: a) ambientais ou físicas: temperatura do ar, temperatura radiante média, umidade do ar, velocidade do ar; e b) pessoais ou individuais: atividade desempenhada (taxa metabólica) e isolamento térmico da vestimenta.

Assim, a avaliação do conforto térmico é um processo cognitivo que envolve muitos dados influenciados por aspectos físicos, fisiológicos, psicológicos e outros (American Society of Heating, Refrigerating and Airconditioning Engineers - ASHRAE, 2013). Os dados físicos são obtidos através de equipamentos meteorológicos no ambiente a ser considerado. Os dados fisiológicos se referem à atividade que o indivíduo desempenha no momento da determinação do conforto térmico, sendo considerado confortável quando o ambiente oferece condições térmicas favoráveis à manutenção da temperatura interna do corpo humano, sem que os mecanismos de termo regulação sejam acionados. E os dados psicológicos, que são os mais complexos de ser mensurados, já que estão relacionados à sensação térmica que cada indivíduo tem de frio ou calor, pode variar em função da idade, gênero, tipo físico, vestimenta, etc.

Os índices de conforto térmico podem ser definidos em três categorias básicas: índices biofísicos, aqueles que se baseiam nas trocas de calor entre o corpo e o ambiente, correlacionando os elementos do conforto com as trocas de calor que dão origem a esses elementos; índices fisiológicos, que se baseiam nas reações fisiológicas originadas por condições conhecidas de temperatura do ar, temperatura radiante média, umidade do ar e

velocidade do vento; e, índices subjetivos, que se baseiam nas sensações subjetivas de conforto experimentadas em condições em que os elementos de conforto térmico variam.

Goh e Chang (1999), analisando a relação entre as taxas de altura e comprimento das construções e a intensidade da ICU de Cingapura, mostraram que para locais quentes e úmidos, como a região de estudo, pequenos aumentos na temperatura podem ser traduzidos em desconforto térmico para a população, sugerindo que construções com altura reduzida e mais espaçadas horizontalmente podem auxiliar na diminuição do desconforto térmico para a população e diminuição na intensidade da ICU.

De acordo com Frota e Schiffer (2001), os índices foram desenvolvidos com base em diferentes aspectos do conforto e possuem a seguinte classificação: índices biofísicos, que baseiam-se nas trocas de calor entre o corpo e o ambiente; índices fisiológicos, baseiam-se nas reações fisiológicas originadas por condições conhecidas de temperatura seca do ar, temperatura radiante média, umidade do ar e velocidade do ar; e, índices subjetivos, que são baseados nas sensações subjetivas de conforto experimentadas em condições em que os elementos de conforto térmico variam.

O excesso de calor também gera consequências econômicas e ambientais, pois exige um grande gasto de energia e recursos financeiros para que a população possa se aclimatar adequadamente, seja em suas moradias, locais de trabalho e nos ambientes públicos, o que implica no aumento das emissões de CO<sub>2</sub> para a atmosfera, no consumo de recursos naturais e da poluição ambiental (SHIMODA et al., 2005).

Monteiro (2010) ressalta que a capacidade de controle sobre sistemas caóticos, como é o caso do sistema climático, não depende exclusivamente dos avanços no conhecimento científico e por isso o clima pode passar a ser um elemento pertinente nas tomadas de decisão sobre o território. O autor ainda adverte que só incluindo-o no ordenamento do território e assumindo a limitada capacidade de adaptabilidade e resistência dos seres humanos a pequenas mudanças no contexto climático, é possível reduzir a vulnerabilidade aos riscos climáticos que, em espaços urbanos, facilmente se transformam em catástrofes, dada a densidade de ocupação do espaço por pessoas, infraestruturas e equipamentos.

Embora venham sendo realizados vários estudos sobre ICU, poucos trabalhos quantificam sua relação com o consumo de energia e com a densidade demográfica, já que estes fatores tendem a aumentar a intensidade da ICU. Souza (2010) analisou as relações entre ICU, geometria urbana e consumo de energia elétrica em uma área residencial de Bauru (SP). A autora observou haver um aumento de 8,5% de consumo de energia elétrica com o aumento de 1°C na intensidade da ICU e a ocorrência de uma queda de 12% no consumo em pontos com

formação de ilhas de frescor. Cabe destacar neste ponto que, o aumento de consumo de energia geralmente está associado ao uso de aparelhos de ar condicionado o que termina por gerar mais calor em sua área externa, fazendo com que a magnitude da ICU se intensifique, revelando este ser um fenômeno com feedback positivo para este fenômeno urbano.

Zahid e Rasul (2010) relatam que, no Paquistão, o aumento na temperatura do ar juntamente com a umidade relativa levou ao aumento no índice de calor (IC) durante o verão, no período 1961 a 2007. Ainda de acordo com os autores trabalhos anteriores indicam que um aumento no IC não apenas contribuirá para o aumento do desconforto nos seres humanos, mas também pode afetar a fauna e flora da região.

Assis (2011) explica que nas cidades tropicais, reconhece-se já uma série de efeitos adversos sobre o clima local, tais como: o aumento da temperatura do ar e a diminuição da umidade relativa, produzindo condições de stress bioclimático que podem afetar a saúde e produtividade humana; o aumento do consumo energético para a refrigeração artificial dos edifícios, sem, contudo, resolver o problema do conforto térmico como um todo; a ocorrência mais frequente de episódios severos de chuvas e enchentes, resultando em danos materiais e sociais; a concentração de ar poluído e a diminuição da ventilação natural devido ao aumento da rugosidade urbana, que afetam a saúde humana e prejudicam a conservação dos edifícios.

Santos, J. S. et al. (2012) usaram o índice de desconforto de Thom (IDT) para relacionar as zonas de conforto/desconforto de acordo com as alterações ocorridas no SCU através de dez pontos dentro do perímetro urbano da cidade de João Pessoa-PB. Os autores verificaram que a faixa de classificação do índice de desconforto de Thom não é apropriada para regiões tropicais úmidas. Os autores também propuseram cenários de conforto térmico que indicam condições de forte desconforto ambiental para os anos de 2050 e 2060 durante o período seco e desconfortável para o período chuvoso no ano de 2060 em toda área de estudo. Os autores ainda concluíram que o nível de conforto térmico é influenciado principalmente pelas condições microclimáticas, enquanto a intensidade da ICU é mais influenciada pelas macroclimáticas conjugadas com os fatores locais.

Em Belém (PA), Silva Júnior et al. (2013) calcularam o índice de calor (IC) em alguns bairros e compararam-nos com as tipologias sociais características de cada área. Os autores obtiveram valores de IC que variaram entre 28,7°C e 29,3 °C, concluindo que as zonas da cidade menos confortáveis foram a Oeste e a Central, pois são mais urbanizadas e possuem menos vegetação que as demais áreas, enquanto que as zonas mais confortáveis foram a Leste e Noroeste, que possuem mais áreas vegetadas e predominância de edificações baixas. Os autores ainda ressaltam que uns dos elementos urbanos que exercem uma grande influência nessa

variação do conforto térmico são a vegetação e a morfologia urbana, onde o primeiro possui uma função muito importante, pois é responsável pela atenuação e absorção de parte dos raios solares, além de produzir o sombreamento, e o segundo, por influenciar a circulação do vento, na evaporação, além do sombreamento causado pelas edificações e a proximidade dos rios

Müller, Kuttler e Barlag (2014) realizaram medições meteorológicas na região metropolitana de Ruhr (Oberhausen, Alemanha) e compararam com o conforto térmico em razão da proporção de áreas verdes e espelhos d'água. Os autores verificaram que as áreas de vegetação mostram reduções maiores de temperatura equivalente (TE) pela combinação de sombreamento e evapotranspiração de superfícies de água. Também verificaram que uma pequena área verde (por exemplo, 0,4 ha) pode reduzir (TE) e melhorar o conforto térmico, além de que cânions de ventilação são importantes para melhorar e manter o nível de conforto térmico de um bairro urbano. Os autores também verificaram que 1 ha de área de corpo hídrico ou de vegetação causam efeito sobre o ambiente construído.

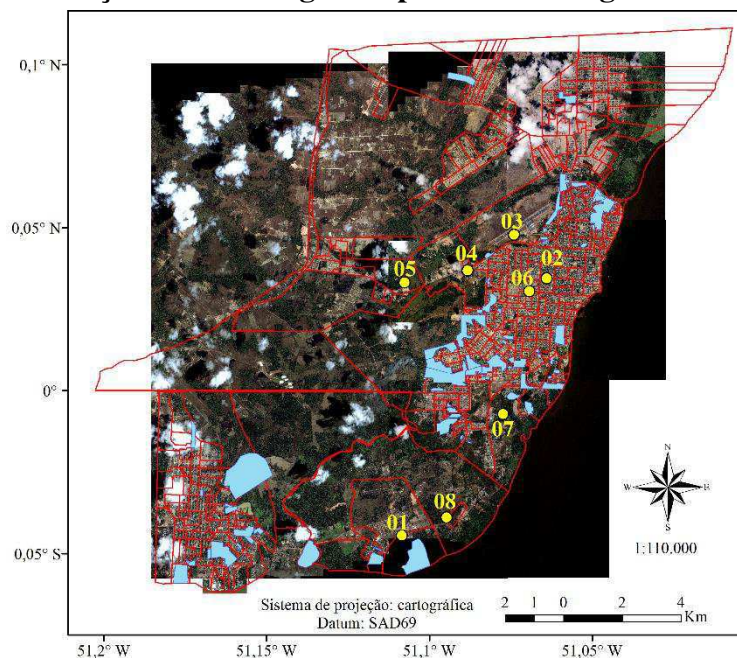
Silva e Streck (2014) analisaram o IC mensal para Santa Maria (RS) no período de 1968 a 2011, no horário das 12TMG, 18TMG e 00TMG. Os autores observaram que o valor máximo de IC ocorreu às 18TMG e que ao longo dos anos estes valores apresentaram acréscimo com  $0,76^{\circ}\text{C.década}^{-1}$  e  $0,92^{\circ}\text{C.década}^{-1}$ , nos meses de janeiro e abril, respectivamente. Os autores também verificaram que nos meses de maio e agosto os valores do IC apresentaram diminuição de  $0,69^{\circ}\text{C.década}^{-1}$  e  $0,31^{\circ}\text{C.década}^{-1}$ , respectivamente.

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 DADOS EM SUPERFÍCIE

Os dados climáticos em superfície (temperaturas média, mínima e máxima do ar, umidade relativa, intensidade e direção do vento) foram provenientes da estação meteorológica de superfície convencional monitorada pelo INMET e por uma estação meteorológica automática situada no Aeroporto Internacional de Macapá – Alberto Alcolumbre, que é monitorada pelo Departamento de Controle e Espaço Aéreo (DCEA). Os dados meteorológicos foram obtidos por uma estação meteorológica automática Campbell Scientific (datalogger modelo CR-1000) monitorada pelo projeto CLIMURB (Monitoramento do Clima Urbano em Cidades de Diferentes Tamanhos na Região Amazônica Brasileira), pela Plataforma de Coleta de Dados monitorada pelo Instituto Nacional de Estudos e Pesquisas Climáticas (INPE) e por quatro postos termo-higrométricos (PTH, com aferição de temperatura e umidade relativa do ar), com sua localização na Figura 11, características geográficas na Tabela 1 e imagens do experimento em campo na Figura 12.

**Figura 11 – Estações meteorológicas e postos termohigrométricos na RMM**



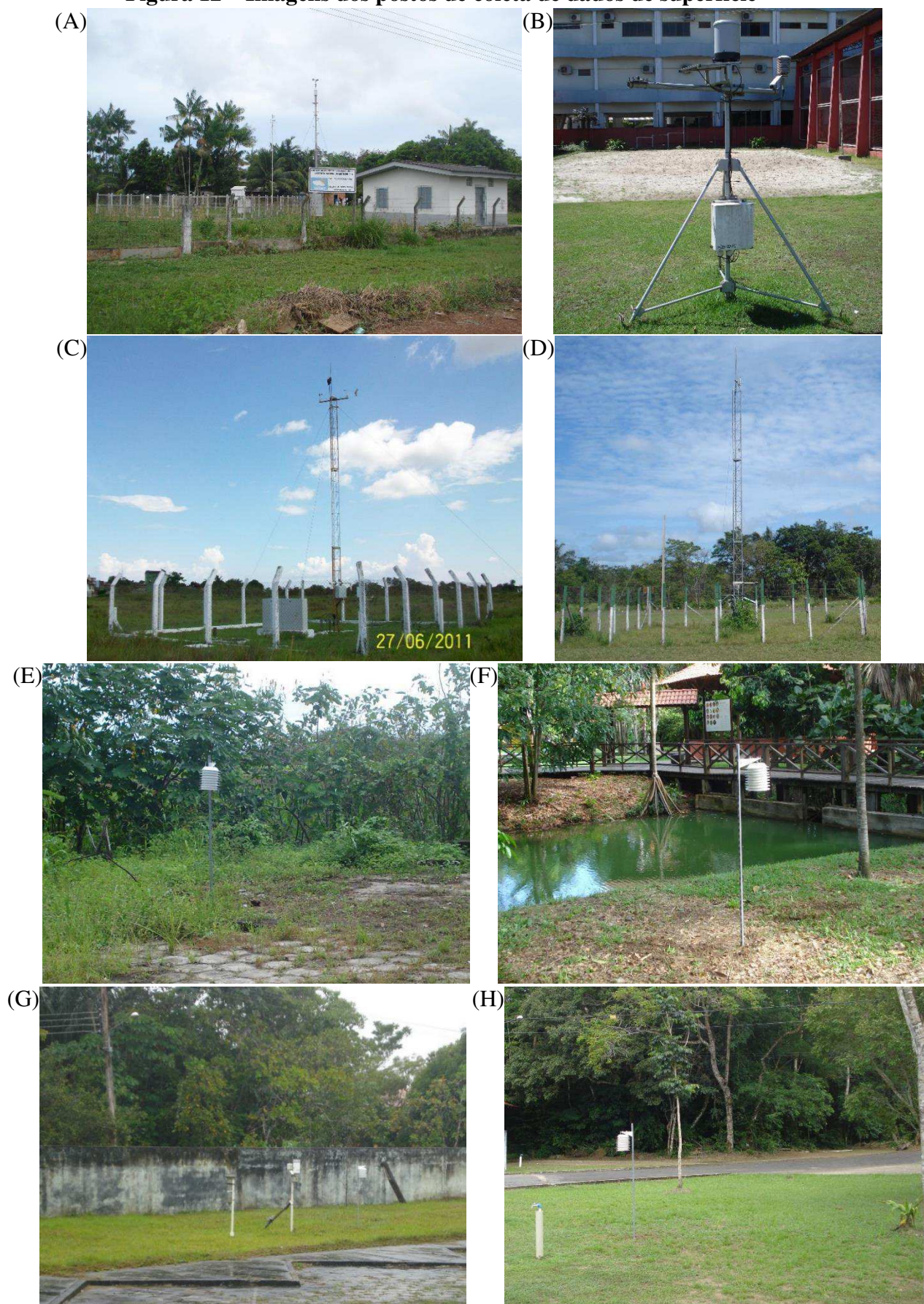
Legenda: 01 = FAZ; 02 = CLIMURB; 03 = SBMQ; 04 = INPE; 05 = FAMA; 06 = MS; 07 = NHMET; 08 = IEPA

**Tabela 1 – Localização e caracterização dos pontos de coleta de dados na RMM (AP)**

Pto	Lat.	Lon.	Alt.	Sigla	Descrição física do local
1	0,04513° S	51,10977° W	32 m	FAZ	Situado na região limítrofe dos dois municípios da RMM, onde existe vegetação relativamente densa. O solo é coberto basicamente por asfalto, cimento e barro. As edificações são, predominantemente, baixa compostas por residências de um pavimento. O trânsito de veículos é leve.
2	0,03456° N	51,06392° W	25 m	CLIMURB	Situado na zona central da cidade, possui grande número de edificações. O solo é coberto basicamente por asfalto nas ruas e concreto nas calçadas, que são bastante sombreadas por árvores de grande porte. As edificações são em sua maioria comerciais de um pavimento. O trânsito de veículos e pedestres é bastante intenso.
3	0,048° N	51,07° W		SBMQ	Situado na zona oeste da cidade e um pouco afastada do centro urbano. O solo é composto predominante de asfalto (pista do aeroporto) e concreto (estacionamento e as edificações dos terminais), a vegetação é composta, basicamente, por gramíneas nas laterais das pistas e algumas espécies arbóreas no entorno do aeroporto. As edificações são predominantemente baixas, com no máximo, dois pavimentos. O transito de veículos e pedestres são moderados.
4	0,03606° N	51,08891° W	21 m	INPE	Situado na zona oeste da cidade. A cobertura do solo composta por asfalto, cimento e vegetação de médio porte. As edificações são predominantemente residenciais. O transito de veículos e pedestres são moderados.
5	0,03275° N	51,10731° W	22 m	FAMA	Situado na zona oeste da cidade. A cobertura do solo composta por asfalto e cimento, tendo em seu ponto a leste a lagoa dos índios, área alagada e com vegetação de pequeno e médio porte. As edificações são residenciais e comerciais. O transito de veículos e pedestres são moderados.
6	0,02921° N	51,06861° W	45 m	MS	Situado na zona central da cidade, onde existe vegetação densa. O solo é coberto basicamente por gramíneas. As edificações são raras, já que é um museu a céu aberto, e possuem apenas um pavimento. O trânsito de veículos é inexistente.
7	0,00712° S	51,07923° W	18 m	NHMET	Situado na zona sul da cidade, onde existe vegetação moderada. O solo é coberto basicamente por gramíneas e paralelepípedos, com área de pinheiros ao lado norte. As edificações são poucas e de apenas dois pavimento. O trânsito de veículos é inexistente.
8	0,003923° S	51,09421° W	24 m	IEPA	Situado na zona sul da cidade, onde existe vegetação densa. O solo é coberto basicamente por gramíneas e paralelepípedos. As edificações são poucas e de apenas um pavimento. O trânsito de veículos é inexistente.



**Figura 12 – Imagens dos postos de coleta de dados de superfície**



Legenda: FAZ (A), CLIMURB (B), SBMQ (C), INPE (D), FAMA (E), MS (F), NHMET (G), IEPA (H)

Nos PTHs a coleta das informações meteorológicas (temperatura e umidade relativa do ar) foi realizada através de registradores modelo Hobo® Data Logger U10-003, marca Onset (Figura 13). Este modelo de registrador já foi utilizado em outros levantamentos microclimáticos em cidades brasileiras, como nos trabalhos de Rossi e Krüger (2005) e Lima, Danni-Oliveira e Pertschi (2010).

**Figura 13 – Registrador modelo Hobo® Data Logger U10-003 utilizado na pesquisa**



Os registradores modelo Hobo® medem temperaturas entre -20 e 70°C e umidade relativa entre 25 e 95%, com precisão de  $\pm 5$  unidades para umidade relativa do ar e  $\pm 0,7$  unidades (melhor resolução  $\pm 0,4$ ) para temperatura.

### **3.1.1. Validação dos abrigos meteorológicos alternativos utilizados**

Para minimizar a influência da radiação de ondas curtas e ondas longas, sensores de temperatura precisam de uma proteção contra a radiação (NAKAMURA e MAHRT, 2005). Deste modo foram confeccionados abrigos meteorológicos alternativos (AMA) adaptados ao tamanho do registrador Hobo® para a sua instalação em campo.

De acordo com a Organização Meteorológica Mundial (OMM, 2012) protetores contra os efeitos da radiação, ajustados ao tamanho do sensor, são largamente usados em substituição ao abrigo meteorológico padrão para a coleta de dados no meio urbano, além de que a utilização do abrigo meteorológico padrão no meio urbano pode ser impróprio para muitas aplicações, pois são volumosos e pesados para serem portáteis, são grandes demais para uso em espaços confinados e também obstrutivos para serem instalados em locais acessíveis ao público e ainda

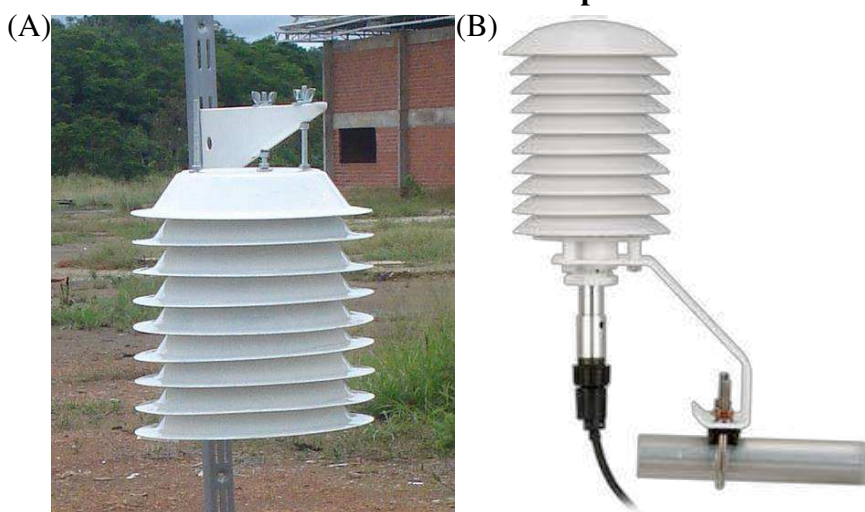
são considerados caros quando um grande número de exemplares é necessário para medidas simultâneas em diferentes locais (ERELL, LEAL e MALDONADO, 2005).

A carência de recursos financeiros nos institutos e departamentos das universidades públicas brasileiras dificulta a aquisição de equipamentos adequados para o desenvolvimento dessas pesquisas (ARMANI e GALVANI, 2006). Deste modo e devido à necessidade de se realizar estudos meteorológicos, os pesquisadores são instigados a desenvolver equipamentos de baixo custo, viáveis de ser aplicados cientificamente.

A atual pesquisa precisa de uma média densidade de observações espaciais e temporais no espaço urbano e rural e devido à dificuldade de aquisição de instrumental em número suficiente propôs-se o desenvolvimento de um AMA.

O AMA utilizado neste trabalho (Figura 14A) foi inspirado no modelo 41003-5 10-Plate Gill Radiation Shield da Campbell (Figura 14B), e foram confeccionados com pratos plásticos pintados a tinta óleo de cor branca, colocados na posição horizontal e fixados em uma haste metálica a 1,5 metro do solo. O AMA permite uma boa ventilação natural por todos os lados, mas não permite a entrada de chuva e de radiação solar direta em nenhum momento do dia, pois há uma área de superposição entre os “anéis” (inferior e superior), que bloqueia a entrada delas. Evidentemente a radiação solar difusa entra no abrigo e interage com o sensor que está dentro dele, assim como acontece no abrigo meteorológico padrão. O custo total do AMA foi de R\$ 230,50 por unidade, correspondendo a 23% do preço do abrigo da Campbell sem as taxas aduaneiras (cotação em 15 de outubro de 2014).

**Figura 14 – Abrigo meteorológico alternativo (A) e modelo 41003-5 10-Plate Gill Radiation Shield da Campbell**



Fonte: a autora (A); Campbell Sci (B).

Na estação meteorológica do CLIMURB está instalado um sensor HMP45C que, mede a temperatura e a umidade relativa do ar, tomadas como padrão para este estudo. Ao lado da estação meteorológica foi instalado o AMA (também a 1,5 metros do solo) e, em seu interior, foi colocado o registrador modelo Hobo® Data Logger U10-003, marca Onset (Figura 15), para se proceder a validação através do ajuste de regressão linear.

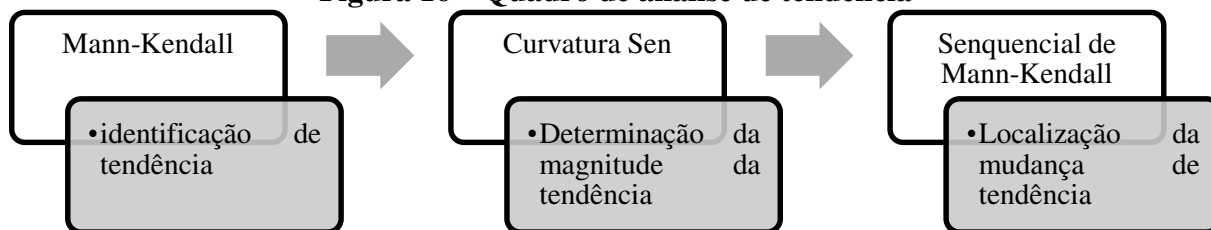
**Figura 15 – AMA com o registrador HOBO® Data Logger U10-003 em seu interior**



### **3.1.2. Análise do microclima**

As variáveis temperaturas média, máxima e mínima, e precipitação foram analisadas em escala anual, no período de 1968 a 2014, provenientes da estação meteorológica FAZ, com o objetivo de verificar os possíveis impactos do crescimento urbano sobre o microclima da cidade de Macapá. Desta forma, a análise para identificação de tendências segue o esquema apresentado na Figura 16.

Figura 16 – Quadro de análise de tendência



Primeiramente foi aplicado o teste não-paramétrico de Mann-Kendall, sugerido pela OMM para avaliação da existência de tendência em séries temporais de dados ambientais. A estatística do teste é dada pela Equação 1:

$$S = \sum_{i=2}^N \sum_{i'=1}^{i-1} \text{sign}(x_i - x_{i'}) \quad (01)$$

em que:  $x_i$  são os dados estimados da sequência de valores,  $N$ , comprimento da série temporal; e, o sinal  $(x_i - x_{i'})$  é igual a -1 para  $(x_i - x_{i'}) < 0$ , 0 para  $(x_i - x_{i'}) = 0$ , e 1 para  $(x_i - x_{i'}) > 0$ .

De acordo com Gilbert (1987), quando  $N$  é maior que 40,  $S$  é normalmente distribuída com média  $E(S)$  e variância  $\text{var}(S)$ , obtidas pelas Equações 2 e 3:

$$E(S) = 0 \quad (02)$$

$$\text{var}(S) = \frac{N(N-1)(2N+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5)}{18} \quad (03)$$

em que:  $t_p$  é o número de dados com valores iguais num certo grupo ( $p$ th); e que, o número de grupos contendo valores iguais na série de dados num certo grupo  $p$ . O segundo termo representa um ajuste para dados censurados.

O teste estatístico parametrizado ( $Z_{MK}$ ) e foi computado pela Equação 4:

$$Z_{MK} = \begin{cases} = \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & \text{se } S > 0 \\ = 0 & \text{se } S = 0 \\ = \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (04)$$

A presença de uma tendência estatisticamente significativa é avaliada usando o valor de  $Z$ . Essa estatística é usada para testar a hipótese nula, ou seja, que nenhuma tendência existe. Um valor positivo (negativo) de  $Z_{MK}$  indica tendência crescente (decrescente).

Para avaliar a magnitude da tendência das anomalias mencionadas foi calculada a tendência linear dos conjuntos de dados das anomalias anuais destas variáveis, através da Equação 5.

$$Y = a + bX \quad (05)$$

em que: Y, é a variável a ser prevista; a, interseção; b, a inclinação da reta; e, X, é o ano correspondente.

Para o cálculo da inclinação b foi utilizado o método não-paramétrico da Curvatura Sen (SEN, 1968), haja vista que de acordo com Gilbert (1987) a obtenção do valor de b pelo método dos mínimos quadrados, utilizando o método da regressão linear, pode desviar-se muito do verdadeiro valor da inclinação se houver “outliers” nos dados.

O método da Curvatura Sen assume que a tendência é linear, e que ela é a mediana das  $N'$  inclinações encontradas entre todos os pares possíveis de pontos da série de dados (Equação 6):

$$Q = \frac{x_{i'} - x_i}{i' - i} \quad (06)$$

em que:  $x_{i'}$  e  $x_i$ , são os valores dos dados no tempo  $i'$  e  $i$ , respectivamente, em que  $i' > i$ ; e,  $N'$ , o número de pares de dados nos quais  $i' > i$ . A mediana destes  $N'$  valores de  $Q$  é o estimador da inclinação Sen (Equação 7), que é uma estatística igualmente robusta e resistente como estimativa da tendência linear da série de dados:

$$b = Q_{\left(\frac{N'+1}{2}\right)} \quad \text{se } N' \text{ é ímpar}$$

$$b = \frac{1}{2} \left[ Q_{\left(\frac{N'}{2}\right)} + Q_{\left(\frac{N'+2}{2}\right)} \right] \quad \text{se } N' \text{ é par} \quad (07)$$

A significância das tendências das anomalias anuais de temperaturas média, máxima e mínima, e de precipitação foi avaliada através do teste sequencial de Mann-Kendall (GOOSSENS e BERGER, 1987). O teste sequencial de Mann-Kendall é um teste estatístico não paramétrico, no qual, na hipótese da estabilidade de uma série temporal, os valores devem ser independentes e a distribuição de probabilidades deve permanecer sempre a mesma (série aleatória simples). Segundo Gossens e Berger (1987), este teste permite uma melhor análise de analisar mudanças climáticas, permitindo detectar e localizar, de forma aproximada, o ponto inicial de determinada tendência. Assim, considerando uma dada série temporal  $Y_i$  de  $N$  termos ( $1 \leq i \leq N$ ) a ser analisada, esse teste consiste no somatório mostrado na Equação 8:

$$d_N = \sum_{i=1}^N m_i \quad (08)$$

em que:  $m_i$ , é o número de termos da série, relativo ao valor  $Y_i$ , cujos termos precedentes ( $i < i'$ ) são inferiores ao mesmo ( $Y_{i'} < Y_i$ );  $N$ , número de termos da série. De acordo com Goossens e Berger (1987), para  $N$  grande, sob hipótese nula  $H_0$  de ausência de tendência,  $d_N$  é normalmente distribuída, com média e variância dadas pelas Equações 9 e 10, respectivamente:

$$E(d_N) = \frac{N(N-1)}{4} \quad (09)$$

$$\text{var}(d_N) = \frac{N(N-1)(2N+5)}{72} \quad (10)$$

Testando a significância estatística de  $d_N$  para a hipótese nula usando um teste bilateral, ela pode ser rejeitada para grandes valores da estatística  $u(d_N)$  (Equação 11) através da normal com média  $E(d_N)$  e variância  $\text{var}(d_N)$ :

$$u(d_N) = \frac{d_N - E(d_N)}{\sqrt{\text{var}(d_N)}} \quad (11)$$

Em sua versão sequencial, a Equação 11 é calculada no sentido direto da série, partindo do valor de  $i=1$  até  $i=N$ , gerando a estatística  $u(d_i)$ , e no sentido inverso da série, partindo do valor de  $i=N$  até  $i=1$ , gerando a estatística  $u'(d_N)$ , onde  $d_i = \sum_{i=1}^N m_i$ . A interseção das duas curvas geradas representa o ponto aproximado de uma mudança de tendência, significativa se ela ocorre no intervalo de confiança  $-1,96 < u(d_N) < 1,96$  (1,96 correspondendo a  $\alpha = 0,05$ ).

### 3.1.3. Índices de mudanças climáticas

Com o objetivo de analisar os possíveis impactos do crescimento urbano sobre o microclima da RMM, realizou-se análise das anomalias das variáveis temperaturas máxima e mínima e precipitação, através do software RClmDex/IPCC (ZHANG e YANG, 2004), a partir do qual foram realizados os cálculos para gerar os índices climáticos.

No ClmDex AFL 3.0 usou-se como variáveis de entrada dados de precipitação, temperaturas máxima e mínima, em escala diária, no período de 1968 a 2014, provenientes das

estações meteorológicas FAZ e SBMQ, através dos índices de mudanças climáticas pertinentes à região e descritos na Tabela 2. Dos 27 índices básicos que foram recomendados pelo ETCCDI para a detecção de mudanças climáticas, analisou-se apenas aqueles que obtiveram uma significância estatística de 95% ( $p < 0,05$ ) no teste de Mann-Kendall (1975).

**Tabela 2 – Índices climáticos de precipitação e temperatura do ar calculados através do software Rclimdex**

ID	Nome do indicador	Definição	Unidade
TXx	Máxima temperatura máxima	Valor máximo mensal da temperatura máxima diária	°C
TNx	Máxima temperatura mínima	Valor máximo mensal da temperatura mínima diária	°C
TXn	Mínima temperatura máxima	Valor mínimo mensal da temperatura máxima diária	°C
TNn	Mínima temperatura mínima	Valor mínimo mensal da temperatura mínima diária	°C
TN10p	Noites frias	Percentual de dias com TN < 10° percentil	Dias
TX10p	Dias frios	Percentual de dias com TX < 10° percentil	Dias
TN90p	Noites quentes	Percentual de dias com TN > 90° percentil	Dias
TX90p	Dias quentes	Percentual de dias com TX > 90° percentil	Dias
WSDI	Duração do período quente	Número de dias no ano com pelo menos 6 dias consecutivos com TX > 90° percentil	Dias
CSDI	Duração do período frio	Número de dias no ano com pelo menos 6 dias consecutivos com TN < 10° percentil	Dias
DTR	Amplitude térmica diária	Média mensal da diferença entre TX e TN	°C
RX1day	Quantidade máxima de precipitação em 1 dia	Precipitação máxima em 1 dia	mm
Rx5day	Quantidade máxima de precipitação em 5 dias	Precipitação máxima em 5 dias consecutivos	mm
SDII	Índice simples de intensidade diária	Precipitação total anual dividida pelo número de dias úmidos (PRCP ≥ 1.0mm) no ano	mm.dia <sup>-1</sup>
R10	Número de dias com precipitação acima de 10mm	Número de dias com precipitação acima de 10mm	Dias
R20	Número de dias com precipitação acima de 20mm	Número de dias com precipitação acima de 20mm	Dias
CDD	Dias secos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos com precipitação < 1mm	Dias
CWD	Dias úmidos consecutivos	Número máximo de dias consecutivos com precipitação ≥ 1mm	Dias
R95p	Dias muito úmidos	Precipitação total anual > 95° percentil	mm
R99p	Dias extremamente úmidos	Precipitação total anual > 99° percentil	mm
PRCPTOT	Precipitação total anual nos dias úmidos	Precipitação total anual nos dias úmidos (RR ≥ 1mm)	mm



### 3.1.4. Intensidade da Ilha de Calor Urbana

Em geral, em condições de estabilidade atmosférica, sem nuvens e sem vento, a literatura tem mostrado que estas são as condições ideais para identificar ilhas de calor, especialmente à noite (VOOGT e OKE, 2003). Amorim (2005) corrobora com os autores quando cita que o levantamento de dados *in situ* deve ser realizado em episódios de inverno, sob condições sinóticas de baixa velocidade do vento, pois estas condições são favoráveis à formação de ICU. Entretanto, Roth (2007) verificou que nas cidades urbanas tropicais as maiores intensidades de ICU são geralmente mensuradas durante a estação seca, como em Singapura (clima *Aw*). Nesse sentido, as análises foram efetuadas em dois períodos distintos: março, mês representativo do inverno e com moderadas velocidade do vento; e, outubro, mês mais seco e de ventos mais intensos.

Para o conhecimento da intensidade da ICU foi utilizado o método apresentado por Maitelli e Wright (1996), em que a intensidade é calculada através das Equações 12 e 13:

$$IICU_{1,x} = \left[ \frac{1}{D} \sum_{d=1}^{d=D} T_{u,d,x} - T_{r,d,x} \right]_m \quad (12)$$

em que:  $d$ , é o número do dia;  $D$ , o número de dias no mês  $m$ ;  $T_u$ , a temperatura na área urbana; e,  $T_r$ , a temperatura na área rural; e,  $x$  denota a média mensal de temperatura média, máxima ou mínima.

$$IICU_2 = \left[ \frac{1}{D} \sum_{d=1}^{d=D} T_{u,h} - T_{r,h} \right]_{h,m} \quad (13)$$

em que:  $h$ , denota a média horária das temperaturas média, máxima ou mínima. Entretanto, neste trabalho, por limitações de dados, este índice foi obtido apenas para a temperatura média.

De acordo com Maitelli e Wright (1996), o índice  $IICU_1$  fornece informações sobre o alcance global e sazonalidade das diferenças urbanas-rurais, enquanto o  $IICU_2$  ilustra as diferenças diárias, sendo este último muito menos sensível quando há uma pequena quantidade de dados em falta.

### 3.1.5. Índices de conforto térmico

Os dados ambientais para o cômputo dos índices de conforto térmico foram obtidos em seis pontos da cidade (Figura 11 e Tabela 1) no período de outubro de 2013 e março de 2014.

No desenvolvimento dessa pesquisa foram aplicados o Índice de Calor (IC) e o Índice de Temperatura Efetiva (ITE), pois de acordo com Silva Júnior et al. (2012a) esses índices apresentaram boas respostas na região. Também foi calculado o Índice de Conforto Humano proposto por Anderson (1965), citado por Rosenberg, Bland e Verma (1983), pois este índice apresenta exequibilidade de suas aplicações no contexto em estudo.

O IC é derivado do índice humidex, desenvolvido por Winterling em 1978 e posteriormente adaptado com base nos trabalhos de Steadman (1979), este índice que, também é chamado de temperatura aparente, é uma medida que se relaciona ao desconforto para os seres humanos por níveis elevados de temperatura e umidade atmosférica, proposta por Steadman (1979, 1984). O IC é um índice biometeorológico válido e preferencialmente deve ser usado nas seguintes condições (STEADMAN, 1979): a temperatura do bulbo seco deve ser acima de 20°C e abaixo de 50°C e velocidade do vento fraco (menor ou igual a 2,5m s<sup>-1</sup>) em condições de sombra. O IC foi calculado através da Equação 14, e serão aplicadas correções quando necessárias. Os níveis de alerta e suas prováveis consequências para a saúde humana são apresentados na Tabela 3.

$$\begin{aligned} IC = & -42,379 + 2,049001523 \times T + 10,14333127 \times UR - 0,22475541 \times T \times UR \\ & - 6,83783 \times 10^{-3} \times T^2 - 5,581717 \times 10^{-2} \times UR^2 + 1,22874 \times 10^{-3} \times T^2 \times UR \\ & + 8,5282 \times 10^{-4} T \times UR^2 - 1,9910^{-6} \times UR^2 \end{aligned} \quad (14)$$

em que: T, é a temperatura do bulbo seco (°F); e, UR, a umidade relativa do ar (%).

As correções devem ocorrer quando:

Se  $UR < 13\%$  e  $26,66^\circ\text{C} < T < 44,44^\circ\text{C}$ , logo o IC ajustado será obtido pela Equação 15:

$$IC_{\text{ajustado}} = IC - \left( \frac{13 - UR}{4} \right) \times \sqrt{\frac{17 - |T - 95|}{17}} \quad (15)$$

Se  $UR > 85\%$  e  $26,66^\circ\text{C} < T < 30,55^\circ\text{C}$ , o IC ajustado será obtido pela Equação 16:

$$IC_{\text{ajustado}} = IC + \left( \frac{UR - 85}{10} \right) \times \frac{87 - T}{5} \quad (16)$$

**Tabela 3 – Níveis de alerta do IC e suas prováveis consequências para a saúde**

<b>Índice de calor</b>	<b>Nível de alerta</b>	<b>Sintomas</b>
<b>54°C ou mais</b>	Perigo extremo	Insolação, risco de acidente vascular cerebral (AVC) iminente
<b>41,1°C a 54°C</b>	Perigo	Câimbras, insolação, esgotamento físico
<b>32,1°C a 41°C</b>	Cautela extrema	Possibilidade de câimbras, de esgotamento físico e insolação para exposições prolongadas e atividades físicas
<b>27,1°C a 32°C</b>	Cautela	Possível fadiga em casos de exposições prolongadas e prática de atividades físicas ao ar livre
<b>Menor que 27°C</b>	Não há alertas	Não há problemas

Fonte: Adaptado de National Weather Service, Weather Forecast Office, NOAA.

O Índice de Conforto Humano (ICH) foi obtido pela Equação 17, descrita por Anderson (1965), citada por Rosenberg, Bland e Verma (1983):

$$ICH = T + \frac{5}{9}(e_a) - 10 \quad (17)$$

em que: T, é a temperatura do ar (°C).

Na Tabela 4 encontra-se a classificação do grau de conforto térmico em função dos valores de ICH obtidos.

**Tabela 4 – Índices de Conforto Térmico Humano**

<b>ICH</b>	<b>Grau de conforto térmico humano</b>
20-29	Confortável
30-39	Levemente desconfortável
40-45	Desconforto suportável
>45	Desconforto insuportável

Fonte: Adaptado de Rosenberg, Bland e Verma (1983).

O ITE é um dos índices mais adequados para as condições climáticas brasileiras (SILVA JÚNIOR et al., 2012b) e foi calculado através da Equação 18, onde os valores da temperatura do bulbo úmido ( $T_w$ ) foram obtidos através da tabela psicrométrica, fazendo-se o caminho inverso com base na umidade relativa e temperatura do ar. Após a obtenção da temperatura efetiva, estas foram relacionadas com a faixa de conforto correspondente, proposta pela ASHRAE em 1972, ilustradas na Tabela 5.

$$ITE = 0,4 \times (T + T_w) + 4,8 \quad (18)$$

em que: T, é a temperatura do ar (°C); e,  $T_w$ , temperatura do bulbo úmido (°C).

**Tabela 5 – Sensação de conforto térmico do corpo, relacionado ao ITE**

ITE	Faixa de Conforto
35,0 – 40,0 °C	Muito Desconfortável
28,0 – 34,9 °C	Desconfortável
26,0 – 27,9 °C	Ligeiramente Desconfortável
23,0 – 25,9 °C	Confortável
20,0 – 22,9 °C	Ligeiramente Confortável
15,0 – 19,9 °C	Ligeiramente Desconfortável
10,0 – 14,9 °C	Desconfortável

Fonte: ASHRAE (2013)

### 3.2 DADOS EM ALTITUDE

Foi calculada a altura da CLC (h) através de dois métodos diferentes de estimativas desta altura: método do perfil e o número de Richardson. De acordo com Santos et al. (2007) estes dois métodos são os mais adequados para estimar a altura da CLP, em estudo realizado na região Amazônica.

Os perfis foram traçados através de dados de sondagens realizadas pelo DCEA na estação meteorológica automática do aeroporto internacional Alberto Alcolumbre, sendo as análises feitas às 0TMG, a depender do horário de disponibilidade dos dados neste aeroporto.

Os perfis de temperatura e de umidade específica na CLA são usados para uma estimativa subjetiva de h. Sob condições convectivas, esta altura é comumente identificada através de uma elevada camada de inversão ou estável, e também como sendo a altura da redução na umidade específica do ar (ou razão de mistura), que geralmente é acompanhada pelo cisalhamento do vento.

O método do perfil, método subjetivo que se baseia no fato de que na CLC as propriedades da temperatura potencial e umidade específica são bem misturadas, permanecendo praticamente constantes com a altura até a camada de inversão, local onde o gradiente destas propriedades apresenta forte inclinação (STULL, 1988). Ao atingir esta camada estável, determina-se a camada de inversão, sendo que a altura da CLC corresponde à base desta camada no primeiro ponto onde o perfil da temperatura aumenta e o perfil da umidade específica decresce rapidamente, com a altura, por pelo menos três pontos consecutivos (FISCH et al., 2004).

O Método do Número de Richardson (Ri), que difere muito na escolha do nível para a temperatura próximo a superfície, a parametrização da produção de cisalhamento pela turbulência na camada superficial e a consideração de uma temperatura excessiva, sob condições convectivas (VOGELEZANG e HOLTSLAG, 1996). Para estimar a altura de uma

camada limite turbulenta pelo Método do Número de Richardson, utilizou-se a Equação 19 proposta por Vogelezang e Holtslag (1996):

$$Ri = \frac{g}{\theta} \left( \frac{\theta_2 - \theta_1}{z_2 - z_1} \times \frac{(z_2 - z_1)^2}{(v_2 - v_1)^2} \right) \quad (19)$$

em que:  $\theta$ , corresponde a temperatura potencial média da camada (K);  $\theta_1$  e  $\theta_2$ , temperaturas na base e no topo da camada, respectivamente;  $v_1$  e  $v_2$ , velocidade do vento na base e no topo da camada ( $m s^{-1}$ );  $z_1$  e  $z_2$  é a altura da base e do topo da camada (m); e, g, aceleração da gravidade.

Os valores negativos do Número de Richardson correspondem a fluxos estaticamente e dinamicamente instáveis e quando correspondem a valores positivos são sempre estaticamente estáveis. Para uma pequena faixa do número de Richardson compreendida entre  $0 < Ri < 1$ , o fluxo é dinamicamente instável e pode ser turbulento dependendo do seu passado histórico (Stull, 1988). Sendo que a partir do momento em que estes valores são superiores a um valor crítico (assumido como 0,25 conforme recomendado por Seibert et al., 2000), implica que está havendo uma maior variação nos valores de  $\theta$  e dentro da CLC estas variações devem ser muito baixas (0,3 K) ou iguais a zero, ou seja, quando os valores de Ri aumentam demasiadamente, toma-se o ponto como a altura da CLC.

André e Mahrt (1982), encontraram resultados imprecisos na determinação da profundidade da CLN através dos dados obtidos de uma sonda acústica no experimento Voves, em campos de grãos no sul da planície Beauce em Paris. De acordo com os autores, a profundidade da turbulência deve então ser estimada a partir dos perfis de Ri.

### 3.3 DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

O satélite LANDSAT 5 transporta o sensor Thematic Mapper (TM) que possui uma resolução espacial de 30 m para as seis bandas refletivas e 120 m na banda termal. O LANDSAT 7 possui a bordo o sensor Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+), com resolução espacial de 30 m em seis bandas refletivas, 60 m na banda termal e inclui uma banda pancromática (pan) com uma resolução de 15 m. O LANDSAT 8 transporta os sensores OLI/TIRS, com resolução espacial de 30 m para as oito bandas refletivas e duas termal e inclui uma banda pancromática (pan) com uma resolução de 15 m. Sendo que a banda com resolução mais adequada aos estudos de sensoriamento remoto para detecção de ICUs é a do infravermelho termal, banda 6 para o LANDSAT 5 e 7 e 10 para o LANDSAT 8, com 120 m e 100 m de resolução espacial, respectivamente. As imagens estão disponíveis no site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e no Serviço de Levantamento Geológico Americano (USGS) referentes aos

anos 1986, 1991, 2006, 2008 e 2015 (Tabela 6), e o arquivo shape que contém os dados vetoriais da RMM foi adquirido pela plataforma do IBGE.

**Tabela 6 – Informações das imagens adquiridas para processamento**

SATÉLITE	DATA DE CAPTURA	FONTE	ÓRBITA	PONTO
LANDSAT 5	15 de julho de 1986	INPE	225	60
	18 de novembro de 1991			
	26 de outubro de 2006			
	29 de setembro de 2008			
LANDSAT 8	1 de setembro de 2015	USGS		

Fonte: a autora.

O Modelo de Elevação Digital do Terreno (DEM) foi obtido gratuitamente no site do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, [srtm.csi.cgiar.org/](http://srtm.csi.cgiar.org/)) referente ao mosaico x 26 e y 12. As imagens foram reamostradas com o DEM, haja vista que o DEM possui resolução espacial de 90 x 90 m, houve assim, uma reamostragem para que a imagem a ser trabalhada possuísse resolução espacial de 30 x 30 m.

### 3.3.1. Dimensão da malha urbana

Para a caracterização dos diferentes uso de solo, bem como definir a malha urbana, foi usado o software ENVI através de classificação supervisionada da máxima verossimilhança (MAXVER). As bandas utilizadas para o mapeamento foram 5, 3 e 4, na composição colorida B (blue), R (red) e G (green).

Primeiramente, foram selecionadas imagens da área em estudo, considerando-se mínima cobertura de nuvens. Após a seleção, as imagens foram registradas e, em seguida, fez-se o recorte dos limites da RMM, com o objetivo de agilizar o processamento das imagens. O processo de mapeamento das áreas urbanas foi realizado através de classificação visual, sendo mapeado primeiramente o ano de 1986 e, posteriormente, os anos seguintes, sempre utilizando como base o mapeamento da data anterior.

Segundo Leite e Rosa (2012) e Silva et al. (2013), MAXVER é um algoritmo paramétrico, que associa classes considerando pontos individuais da imagem e assume que essas classes possuem distribuição normal, a partir dos parâmetros definidos e uma amostra de pixels adquiridas a priori, o algoritmo computa a probabilidade estatística de um pixel desconhecido pertencer a uma ou outra classe. Liu (2006) ainda destaca que o MAXVER é um procedimento que envolve estimativas de valores médios de cada classe e da matriz de covariância de acordo com o padrão das amostras de treinamento para classificar a imagem.

### 3.3.2. Mapas temáticos

Para o tratamento e obtenção das cartas temáticas de albedo, emissividade, índice de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação e dos fluxos de calor sensível e latente usou-se o algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), proposto por Bastiaanssen et al. (1998).

#### 3.3.2.1 Calibração radiométrica ou radiância espectral

Essa radiância representa a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite LANDSAT (705 Km) para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7; para a banda 6, essa radiância representa a energia emitida por cada pixel. No cálculo da radiância espectral de cada banda ( $L_{\lambda_i}$ ), ou seja, efetivação da calibração radiométrica, o número digital ( $ND$ ) de cada pixel da imagem foi convertido em radiância espectral monocromática. Sua calibração é efetivada segundo a Equação 20, proposta por Markham e Baker (1987):

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} ND \quad (20)$$

em que:  $a$  e  $b$  são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ , Tabela 7);  $ND$ , intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 255); e,  $i$ , corresponde às bandas (1 a 7) do satélite LANDSAT 5 TM.

Para o LANDSAT 8, sensor OLI/TIRS, o cômputo da radiância espectral foi obtida pela Equação 21 (USGS, 2014):

$$L_{\lambda_i} = FM \cdot ND + FA \quad (21)$$

em que: FM é o fator multiplicativo; e, FA o fator aditivo de conversão específico de cada banda, neste caso das bandas 2 a 7, disponíveis no metadados da imagem.

Nas Tabelas 7 e 8 estão as características de ambos sensores, bem como estão incluídas a irradiância solar monocromática das bandas refletivas, incidente sobre uma superfície normal à direção dos raios solares no topo da atmosfera terrestre, à distância de uma Unidade Astronômica (UA) do Sol dos dois satélites mencionados.

**Tabela 7 – Descrição das bandas do sensor TM do LANDSAT 5**

Banda	Comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ )	Coeficientes de Calibração ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ )			Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ )
		LMIN $_{\lambda}$	LMAX $_{\lambda}$		
			(até 4/5/2003)	(após 5/5/2003)	
1	0,452 – 0,518	-1,52	152,1	193,0	1983
2	0,528 – 0,609	-2,84	296,1	365,0	1796
3	0,626 – 0,693	-1,17	204,3	264,0	1536
4	0,776 – 0,904	-1,51	206,2	221,0	1031
5	1,567 – 1,784	-0,37	27,19	30,2	220,0
6	10,45 – 12,42	1,2378	15,303	15,303	-
7	2,097 – 2,349	-0,15	14,38	16,5	83,44

Fonte: Chander, Markham, Helder (2009)

Na Tabela 8 os coeficientes foram extraídos do arquivo de metadados da imagem e para a Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera foram considerados os valores encontrados por Ruhoff, Novo e Rocha (2015) e Silva et al. (2016).

**Tabela 8 – Descrição das bandas dos sensores OLI/TIRS do LANDSAT 8**

Banda	Comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ )	FM	FA	Coeficientes de Calibração ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ )		Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ )
				LMIN $_{\lambda}$	LMAX $_{\lambda}$	
2	0,45-0,51	0,0126	-63,11773	-63,10511	764,1664	1982
3	0,53-0,59	0,0116	-58,16245	-58,15082	704,17279	1827
4	0,64-0,67	0,0098	-49,04586	-49,03605	593,79816	1540
5	0,85-0,88	0,0060	-30,01362	-30,00762	363,37488	942
6	1,57-1,65	0,0015	-7,46411	-7,46262	90,36803	234
7	2,11-2,29	0,0005	-2,51581	-2,5153	30,45886	79

Fonte: USGS (2015), adaptado pelo autor.

### 3.3.2.2 Reflectância

O cômputo da reflectância monocromática de cada banda ( $\rho_{\lambda_i}$ ), definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação refletida e o fluxo de radiação incidente, foi obtido segundo a Equação 22 (Allen, Tasumi e Trezza, 2002).

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (22)$$

em que:  $L_{\lambda_i}$  é a radiância espectral de cada banda;  $k_{\lambda_i}$ , irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ , Tabela 7 a 9),  $z$ , ângulo zenital solar; e,  $d_r$ , quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol ( $r_0$ ) e a distância Terra-Sol ( $r$ ) em dado dia sequencial do ano ( $DSA$ ), que de acordo com Iqbal (1983), é dada pela Equação 23.



$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{DSA \cdot 2\pi}{365}\right) \quad (23)$$

em que o argumento da função  $\cos$  está em radianos.

Quando a área de estudo tem pequena, ou mesmo declividade nula, o cosseno do ângulo de incidência da radiação solar é simplesmente obtido a partir do ângulo de elevação do Sol ( $E$ ), que se encontra no cabeçalho da imagem, ou seja, obtido pela Equação 24:

$$\cos Z = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) \quad (24)$$

em que o argumento do  $\cos$  está em radiano.

### 3.3.2.3 Albedo planetário

O albedo planetário ( $\alpha_{toa}$ ) é o albedo não ajustado a transmissividade atmosférica, que foi obtido pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas (Equação 25):

$$\alpha_{toa} = \sum_{\lambda=1}^N \omega_{\lambda} \rho_{\lambda} \quad (25)$$

em que:  $\omega_{\lambda}$ , corresponde ao coeficiente de peso de cada banda, calculado de acordo com a Equação 25, sendo proporcional a intensidade da irradiância solar na superfície (Starks et al., 1991). Usando-se as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 do satélite LANDSAT 5, e bandas 2, 3, 4, 5, 6 e 7 do LANDSAT 8.

### 3.3.2.4 Albedo da superfície

O albedo é um elemento importante em estudos relacionado ao balanço de radiação e energia, pois quando alterado, ele pode influenciar na degradação das condições do conforto térmico humano (BEZERRA, SILVA e BEZERRA, 2011; SILVA et al., 2016).

O albedo em superfície refere-se ao albedo corrigido para os efeitos atmosféricos, sendo obtido pela Equação 26.

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{am}}{\tau_{sw}^2} \quad (26)$$

em que:  $\alpha_{am}$ , é representativo do albedo da atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, mas para o modelo SEBAL é recomendado o uso do valor de 0,03 (BASTIAANSEN, 2000) e  $\tau_{sw}$  é a

transmissividade atmosférica que para condições de céu claro, pode ser obtida através da Equação 27, proposta por Allen et al. (2007).

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[ -\frac{0,00146 P_0}{K_t \cos Z} - 0,075 \times \left( \frac{W}{\cos Z} \right)^{0,4} \right] \quad (27)$$

em que:  $P_0$ , corresponde a pressão atmosférica;  $K_t$ , corresponde ao coeficiente de turbidez atmosférica ( $K_t = 1,0$  para céu claro e  $K_t = 0,5$  para céu extremamente turvo ou com ar poluído); e,  $W$ , corresponde a água precipitável (mm), obtida a partir da Equação 28 (Allen, Tasumi e Trezza, 2002).

$$W = 0,14 \times e_a \times P_0 + 2,1 \quad (28)$$

em que  $e_a$  é a pressão de vapor (kPa).

### 3.3.2.5 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada

Este índice é obtido através da razão entre a diferença das refletividades do Infra-vermelho-próximo ( $\rho_{iv}$ ) e do vermelho ( $\rho_v$ ), pela soma das mesmas, de acordo com a Equação 29.

$$NDVI = \frac{\rho_{iv} - \rho_v}{\rho_{iv} + \rho_v} \quad (29)$$

em que  $\rho_{iv}$  e  $\rho_v$  correspondem, respectivamente, às bandas 4 e 3 do LANDSAT e as bandas 5 e 4 do LANDSAT 8.

### 3.3.2.6 Índice de Construção por Diferença Normalizada

Este índice foi proposto por Zha et al. (2003) e é obtido através da razão entre a diferença das refletividades do Infra-vermelho-médio ( $\rho_{ivm}$ ) e do infra-vermelho próximo ( $\rho_{ivp}$ ), pela soma das mesmas, de acordo com a Equação 30.

$$NDBI = \frac{\rho_{ivm} - \rho_{ivp}}{\rho_{ivm} + \rho_{ivp}} \quad (30)$$

em que  $\rho_{ivm}$  e  $\rho_{ivp}$  correspondem, respectivamente, às bandas 5 e 4 do LANDSAT 5 e as bandas 6 e 5 do LANDSAT 8.

### 3.3.2.7 Emissividade

Para a obtenção da temperatura da superfície, é utilizada a equação de Planck invertida, válida para um corpo negro. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal  $\epsilon_{NB}$ , qual seja: 10,4 – 12,5  $\mu\text{m}$ . Por sua vez, quando do cômputo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, há de ser considerada a emissividade no domínio da banda larga  $\epsilon_0$  (5 – 100  $\mu\text{m}$ ).

Segundo Allen, Tasumi e Trezza (2002), as emissividades  $\epsilon_{NB}$  e  $\epsilon_0$  podem ser obtidas, para NDVI > 0 e IAF (índice de área foliar) < 3, conforme as Equações 31 e 32.

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331IAF \quad (31)$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,011IAF \quad (32)$$

Para pixels com  $IAF \geq 3$ ,  $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$ . Para corpos de água (NDVI < 0), utilizam-se os valores de  $\epsilon_{NB} = 0,99$  e  $\epsilon_0 = 0,985$ .

### 3.3.2.8 Temperatura da Superfície

Para a obtenção da temperatura da superfície ( $T_s$ ) serão utilizados a radiância espectral da banda termal  $L_{\lambda,6}$  e a emissividade  $\epsilon_{NB}$  (Equação 32):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB}K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (33)$$

em que  $K_1$  e  $K_2$  são constantes de calibração da banda termal do LANDSAT 5 e 7, conforme Tabela 9.

**Tabela 9 – Constantes de calibração da banda termal dos sensores TM e ETM+**

Satélite / sensor	Constantes de Calibração	
	K1 ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ )	K2 (K)
LANDSAT 5 TM	607,76	1260,56
LANDSAT 7 ETM+	666,09	1282,71

LANDSAT 8/ TIRS-1	774,89	1321,08
----------------------	--------	---------

Fonte: LANDSAT 7 Science User Data Handbook (2002)

Para o cálculo da temperatura de superfície da imagem do satélite LANDSAT 8, utilizou-se apenas a banda 10 (TIRS-1) após calibração conforme Equação 21, a Equação 34 (USGS, 2014):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\lambda,10}} + 1\right)} \quad (34)$$

em que:  $K_1$  e  $K_2$  são as constantes de conversão específicas da banda 10, disponíveis no ficheiro de metadados da imagem.

### 3.3.2.9 Saldo de Radiação

É dado pelo cômputo dos fluxos ascendentes e descendentes das radiações de onda longa e curta na atmosfera a partir da Equação 35 (ALLEN, TASUMI e TREZZA, 2002):

$$Rn = R_{s\downarrow} + \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o) R_{L\downarrow} \quad (35)$$

em que:  $R_{s\downarrow}$ , é a radiação de ondas curtas incidente ( $\text{W.m}^{-2}$ ),  $\alpha$ , albedo da superfície (adimensional),  $R_{L\downarrow}$ , radiação de onda longa incidente ( $\text{W.m}^{-2}$ ),  $R_{L\uparrow}$ , radiação de onda longa emitida ( $\text{W.m}^{-2}$ ); e,  $\varepsilon_o$ , emissividade termal à superfície (adimensional). O termo  $(1 - \varepsilon_o)$  representa a fração da radiação de onda longa incidente que é refletida pela superfície.

### 3.3.2.10 Fluxo de Calor no Solo

O fluxo de calor no solo ( $G$ ) representa a quantidade de calor armazenada no solo e na vegetação por condução e é dado pela Equação 36 desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[ \frac{T_s - 273,15}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98 \text{NDVI}^4) \right] Rn \quad (36)$$

em que:  $T_s$ , é a temperatura da superfície (K); e, NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada, todos computados pixel a pixel.

Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água (NDVI<0), pode ser utilizada a seguinte expressão:  $G = 0,3R_n$ , usada por Silva e Bezerra (2006) ou  $G = 0,5R_n$ , segundo Allen, Tasumi e Trezza (2002).

### 3.3.2.11 Fluxo de Calor Sensível

O valor do fluxo de calor sensível (H) é estimado a partir de uma equação aerodinâmica dada pela Equação 37:

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (37)$$

em que:  $\rho$  é a massa específica do ar ( $\text{kg.m}^{-3}$ ),  $c_p$ , o calor específico do ar (à pressão constante ( $\text{J.kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ); a e b, constantes de calibração da diferença da temperatura entre dois níveis  $Z_1$  e  $Z_2$ ;  $T_s$ , a temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ); e,  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $\text{s.m}^{-1}$ ).

Esta parte do processo é a que requer maior atenção, pois envolve vários processos iterativos e várias considerações e pressupostos. O esquema do cômputo de H é iniciado com dados de uma estação meteorológica no interior da cena estudada, quais sejam: a velocidade do vento no nível de 2 m e a altura média da vegetação circundante no local da medição da velocidade do vento. Para a obtenção de H com o algoritmo SEBAL, faz-se necessário o conhecimento de dois pixels, denominados pixels âncoras, para se determinar a variação de temperatura (dT) e  $r_{ah}$  em todos os pixels da área de estudo.

Inicialmente, a resistência aerodinâmica é computada admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra, pela seguinte Equação 38.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (38)$$

em que:  $Z_1$  e  $Z_2$  são as alturas em metros acima da superfície;  $u_*$ , velocidade de fricção ( $\text{ms}^{-1}$ ); e, k, constante de von Karman (0,41).

Nesta etapa são reunidas as informações sobre a velocidade do vento e a altura média da vegetação h (m) que envolve a estação meteorológica. Considera-se um raio igual à metade da resolução espacial do LANDSAT 5 TM e a altura de obtenção de u. Dessa forma, obtém-se

o coeficiente de rugosidade local  $Z_{0m}$  em função da altura média da vegetação segundo equação de Brutsaert (1982):

$$Z_{0m} = 0,12h \quad (39)$$

A velocidade de fricção  $u_*$  ( $ms^{-1}$ ) é computada usando o perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra (Equação 40):

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{0m}}\right)} \quad (40)$$

em que :  $u_x$  é a velocidade do vento ( $ms^{-1}$ ) na altura  $Z_x$ ; e,  $Z_{0m}$ , coeficiente de rugosidade (m).

Em seguida, considerando-se, ainda, a atmosfera em equilíbrio neutro, é estimada a velocidade do vento ao nível de  $z = 200$  m [ $u_{200}(ms^{-1})$ ], chamada de blending height, onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, e que é dada pela Equação 41:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)}{k} \quad (41)$$

Com a hipótese de que  $u_{200}$  é constante em toda a cena estudada, pode-se obter  $u_*$  para cada pixel da imagem, através da Equação 42.

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad (42)$$

em que  $Z_{0m}$  (m) foi obtido em função do SAVI segundo Equação 42, desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$Z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (42)$$

O cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície  $dT$  ( $^{\circ}C$ ) para cada pixel é computada pelo SEBAL através de uma relação linear entre  $dT$  e  $T_s$  (temperatura da superfície):

$$dT = a + bT_s$$

em que os coeficientes  $a$  e  $b$  são obtidos através dos pixels âncoras (quente e frio).

O pixel “frio” da imagem é escolhido admitindo-se que este se encontra numa área agrícolas com características biofísicas similares a cultura de referência (alfafa), neste pixel se assume que o fluxo de calor sensível é nulo ( $H_{\text{frio}} = 0$ ) e o fluxo de calor latente  $\lambda ET_{\text{frio}}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) é dado pela Equação 44:

$$\lambda ET_{\text{frio}} = R_n - G \quad (43)$$

4

Por sua vez, o pixel “quente” é escolhido numa área de solo exposto, onde se assume que o fluxo de calor latente é nulo ( $\lambda_{\text{quente}} = 0$ ) e o fluxo de calor sensível ( $H_{\text{quente}}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ )) é dado pela Equação 45:

$$H_{\text{quente}} = R_n - G = \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{\text{ah}}} \quad (45)$$

em que:  $T_s$ ,  $R_n$ ,  $G$  e  $r_{\text{ah}}$  são obtidos exatamente no pixel quente da imagem. Com base nesses valores, obtém-se, no pixel quente:  $a + bT_s = r_{\text{ah}}(R_n - G)/\rho c_p$ . Como no pixel frio  $dT = 0$ , ou seja,  $a + bT_s = 0$ , tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de  $a$  e  $b$ . Logo, pode-se obter  $H$ , segundo a equação de  $H$ .

No entanto, os valores obtidos não representam adequadamente o  $H$  de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo, e que nas etapas seguintes são consideradas, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Dessa forma, devido os efeitos turbulentos afetar as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov. Sendo assim, considerado no cômputo do fluxo de calor sensível, em todos os pixels da área de estudo, particularmente no pixel “quente”.

### 3.4 PERCEPÇÃO TÉRMICA DOS HABITANTES DA RMM

Com o intuito de analisar a percepção que a população da RMM tem da temperatura e averiguar se a ICU já está sendo percebida, foram coletados dados fisiológicos e psicológicos através da aplicação de questionários nos locais próximos aos pontos ilustrados na Figura 11, simultaneamente nos pontos da cidade.

No questionário (Apêndice A) se obtiveram informações pessoais (idade, peso, altura, cor da pele, sexo e observação das vestimentas usadas pelos entrevistados), fisiológicas (tipo de atividade física em que o indivíduo estava realizando no momento) e psicológicas (registro da sensação térmica experimentada pelo indivíduo no momento da entrevista).

A percepção térmica baseou-se simplificação proposta por Fanger (1972), de sete para cinco opções na escala de sensações proposta pela ASHRAE. Com intuito de facilitar a análise das informações colhidas nos questionários foi realizado uma nova simplificação desta escala, onde a mesma passou a ter três opções para a percepção térmica (confortável, neutro e desconfortável), que também foram registradas nos questionários.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 DIMENSÃO DA MALHA URBANA

Os resultados obtidos com a aplicação do classificador MAXVER permitiu a definição de sete classes: nuvem, sombra de nuvem, corpo hídrico, solo exposto, área construída, floresta sucessional inicial/pasto e floresta sucessional secundária/ombrófila densa.

Na classe Solo exposto estão inclusas rodovias, áreas de exposição total do solo como os locais de extração de areia, de exposição parcial da terra devido ao início de novos ciclos de cultura e áreas degradadas.

Na classe Área construída está inclusa áreas urbanas.

A classe Floresta Sucessional Inicial/Pasto representa grande quantidade de ervas e arbustos e poucas árvores (ALMEIDA et al., 2010). Apresenta-se espectralmente com textura lisa a média, com cobertura vegetal uniforme e rala, apresenta-se ainda com forma geométrica e, com textura rugosa quando há maior incidência de indivíduos de porte arbustivo (ALMEIDA e VIEIRA, 2008).

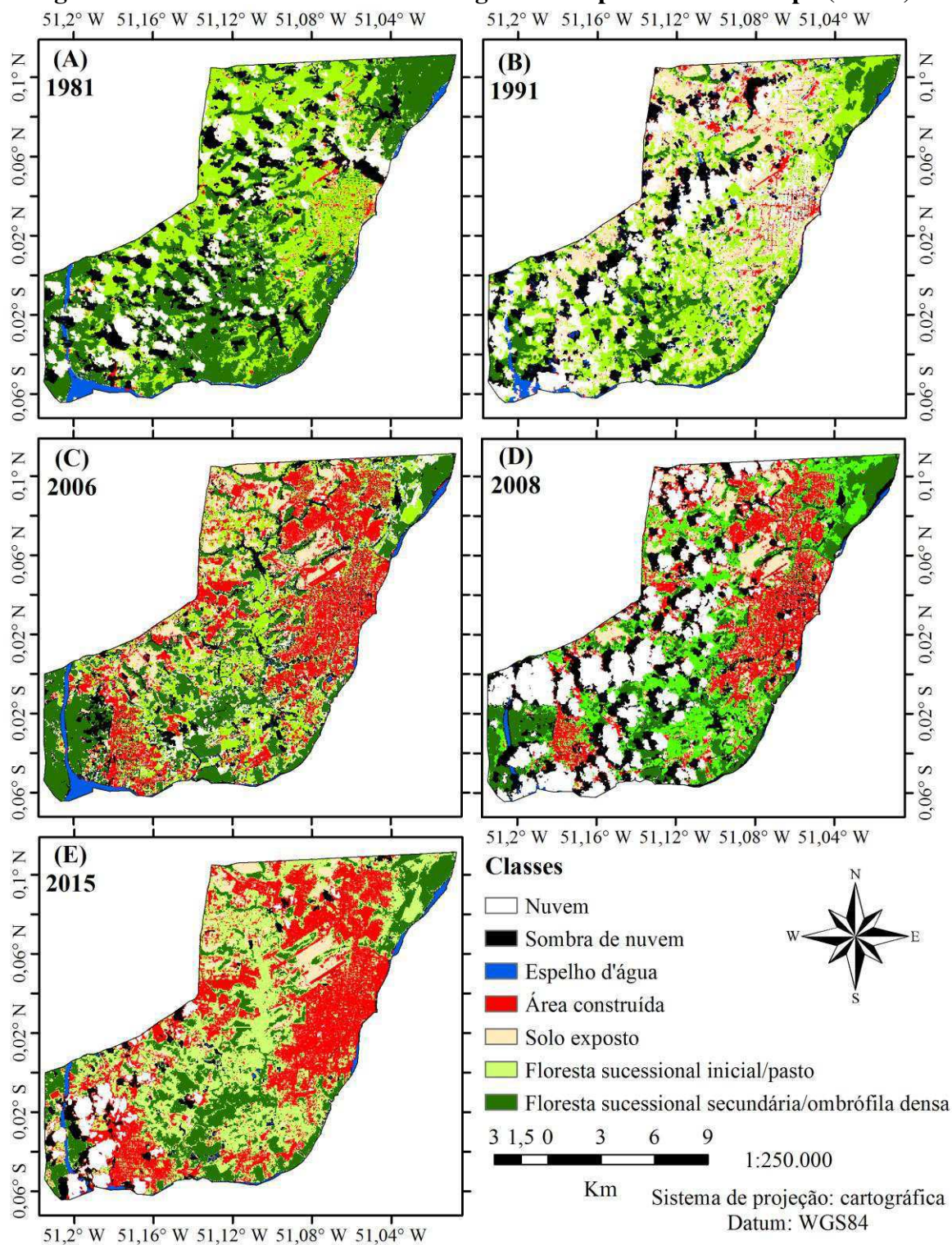
A categoria Floresta Sucessional Secundária/Ombrófila Densa é composta tanto das Florestas Ombrófilas Densas de Igapó como as de Terra Firme, as quais se confundem muito espectralmente, podendo ser diferenciados devido à proximidade da Floresta Ombrófila de Igapó com os rios. Os padrões espectrais destas florestas aparecem com tonalidades escura e a textura lisa ou mosqueada (ALMEIDA e VIEIRA, 2008).

Deste modo, observa-se pela Figura 17 que houve um aumento na classe “área construída” entre 1986 e 2015, sendo que nesta classe se enquadra a superfície urbana da RMM. Este aumento na área urbana muda os fluxos em superfície, podendo gerar ICU, ocasionando desconforto ambiental para a população.



De acordo com os dados obtidos o crescimento da malha urbana da RMM demonstra que no ano de 1986 (Figura 17A) a cidade apresentava urbanização concentrada basicamente numa pequena área na região central da RMM às margens do rio Amazonas.

**Figura 17 – Cartas de uso do solo na Região Metropolitana de Macapá (RMM)**



Fonte: elaborado pela autora.

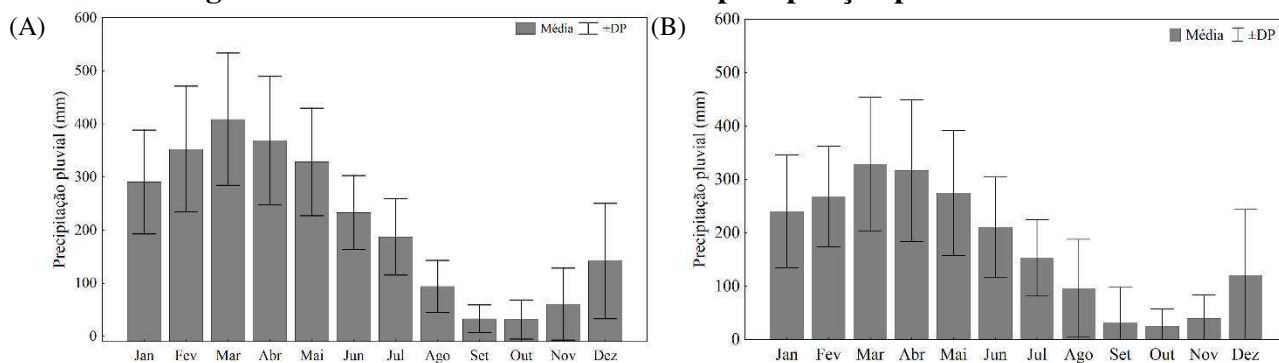
Em 1991 (Figura 17B) a RMM passa por um crescimento e sua área construída passa à adentrar na RMM e a classe de solo exposto apresenta área significativa nas regiões norte e oeste da RMM, indicando áreas desmatadas destinadas a loteamentos residenciais, como pode se observar nas imagens seguintes. Por último, vê-se que em 2015 (Figura 17E) , com a imagem do OLI/LANDSAT 8 de 2015, fica evidente a expansão da classe “área construída” inclusive nas áreas antes consideradas como “solo exposto”.

Deste modo, percebe-se o crescimento da RMM primeiramente se deu em direção ao norte, posteriormente a regiões oeste da área e agora se dá em direção a região Sul, porém, com algumas áreas de crescimento, isoladas, nas adjacências da malha urbana. Destaca-se também o crescimento do distrito de Fazendinha (0,06°S, 51,12°W), que se localiza entre o centro de Macapá e o centro da cidade de Santana fazendo com que a mancha urbana seja contínua entre os dois municípios, local onde se encontra instalada a EMA do INMET.

#### 4.2 ANÁLISE DO MICROCLIMA DA RMM

De acordo com dados do período de 1968 a 2014, das duas estação meteorológicas, Fazendinha (0,05°S, 51,12°W, 14,5 m) e do aeroporto (0,048°N, 51,07° W), a precipitação pluvial média varia de aproximadamente 330,5 (272,7 mm.mês<sup>-1</sup>) nos meses chuvosos (janeiro a junho) e, média de 91,5 (77,5 mm.mes<sup>-1</sup>) nos demais meses (Figura 18) na FAZ (SBMQ). Pelos histogramas percebe-se que os volumes de água precipitada e maior na estação situada na área rural, que apresentou chuva anual média de 2526,9 mm enquanto a estação situada no centro da cidade obteve precipitação média de 2104,0 mm.

**Figura 18 – Valores médios mensais da precipitação pluvial na RMM**

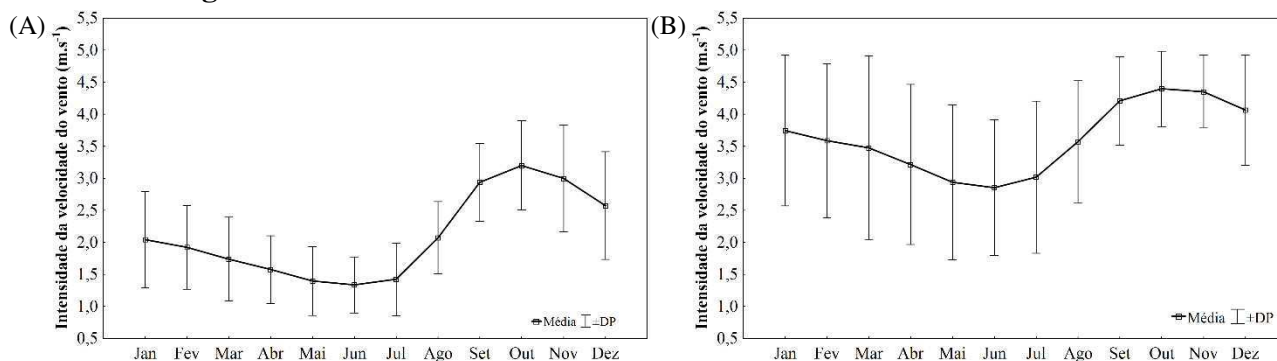


(A) Estação da Fazendinha (FAZ) e (B) Estação do aeroporto (SBMQ).

Fonte: dados do INMET elaborado pela autora.

Os dados observados de intensidade média do vento estão mostrados na Figura 19. Percebe-se que as maiores intensidades são encontradas no centro da cidade, mostrando a importância da rugosidade da vegetação em reduzir a velocidade do vento na área rural. As menores (maiores) intensidades foram observadas no mês de junho (outubro), com valores médios que variaram de 1,34 (2,86 m.s<sup>-1</sup>) e 3,21 (4,40 m.s<sup>-1</sup>) na estação FAZZ (SBMQ).

**Figura 19 – Valores médios mensais de intensidade do vento na RMM**

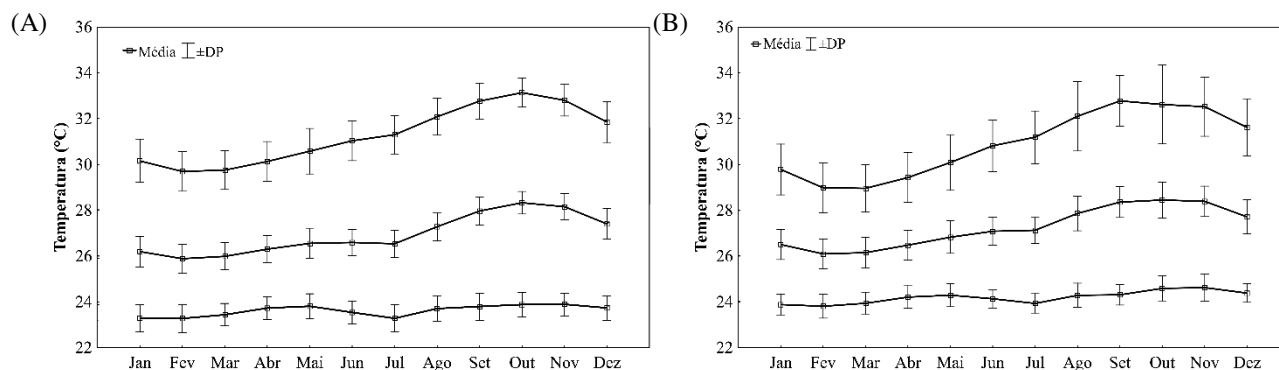


(A) Estação da Fazendinha (FAZ) e (B) Estação do aeroporto (SBMQ).

Fonte: dados do INMET elaborado pela autora.

Para o mesmo conjunto de dados anteriormente citados, verifica-se que para os valores da temperatura do ar (Figura 20) existe uma homogeneidade durante o ano. Na média climatológica, as temperaturas máximas (mínimas) oscilam de 29,6 (23,3°C) em fevereiro a 33,1 (23,9°C) em outubro na FAZ, já na estação SBMQ as temperaturas máximas variaram entre 29,7°C (março) e 35,2°C (outubro) e as temperaturas mínimas oscilaram entre 23,9°C (janeiro) e 25,0°C (outubro). A temperatura mínima permanece quase constante ao longo do ano em ambas estações, este fato se dá pela constante presença de nebulosidade durante grande parte dos dias do ano, que provoca uma maior perda radiativa do solo para a atmosfera, possibilitando menores temperaturas do ar no final da madrugada. Já a amplitude térmica média em torno de 3°C durante o ano, tanto no centro como na área rural, indica uma pequena variabilidade das temperaturas na RMM.

**Figura 20 – Valores médios mensais das temperaturas máxima, média e mínima na RMM**



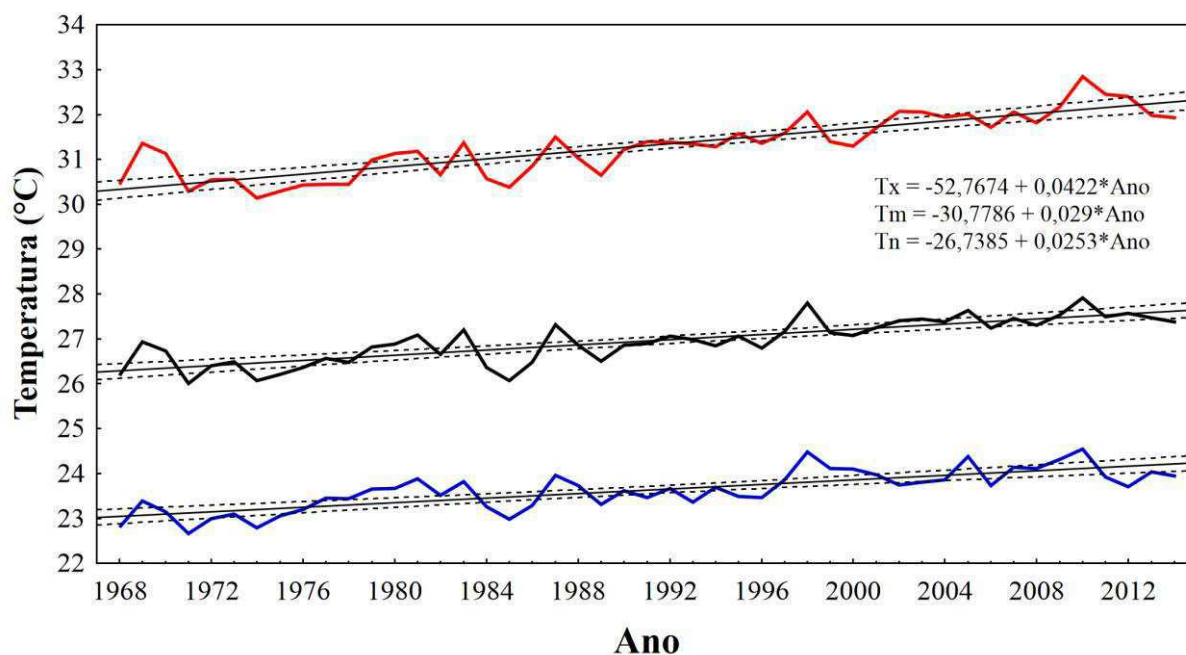
(A) Estação da Fazendinha (FAZ) e (B) Estação do aeroporto (SBMQ).

Fonte: dados do INMET elaborado pela autora.

Kayano e Moura (1986), Molion (1987) e Rao e Hada (1990) mostraram que as variações anuais na temperatura do ar em superfície são influenciadas pela variabilidade de mecanismos dinâmicos que geram convecção, formação de nuvens e chuva. Muitos destes mecanismos dinâmicos estão associados às fontes tropicais de calor latente. Fenômenos como El Niño Oscilação Sul (ENOS) influenciam de forma direta a célula de Walker, suprimindo a atividade convectiva sobre a região amazônica e, assim, a formação de nuvens e convecção. Durante o período de estudo (1968 – 2014) foram evidenciados 14 episódios de El Niño, com destaque para os eventos 1982-1983, 1990-1993 e 1997-1998, que apresentaram forte intensidade, e 9 episódios de La Niña, destacando os de maior intensidade aqueles dos anos de 1972-1976 e de 1983-1986.

Ao valores de temperatura do ar média anual observados na estação FAZ (Figura 21) mostram uma tendência de aquecimento  $1,54^{\circ}\text{C} \pm 0,49^{\circ}\text{C}$  para o período de 1968 a 2014, significativa ao nível de 0,1%. As análises de tendência da temperatura máxima na RMM mostram que existe uma tendência de aquecimento de  $1,94 \pm 0,67^{\circ}\text{C}$ , com uma significância estatística estimada pelo teste de Mann-Kendall de 99% para as duas variáveis (Figura 20). Nota-se que para a temperatura máxima a última década foi a que apresentou a maior tendência de aquecimento, mas sem significância estatística comprovada pelo teste de Mann-Kendall. Os dados de temperatura mínima mostram tendência de aquecimento, de  $1,16 \pm 0,45^{\circ}\text{C}$  nos últimos 46 anos, com significância estatística de 99%, o que possivelmente está diretamente relacionado com o fenômeno de urbanização e seus efeitos sobre o microclima. Este fato se deve às maiores temperaturas durante o dia que elevam as taxas de evaporação, sendo o centro urbano mais quente gera-se uma circulação própria da cidade favorecendo o aumento da nebulosidade, no período noturno, nas áreas mais periféricas da RMM.

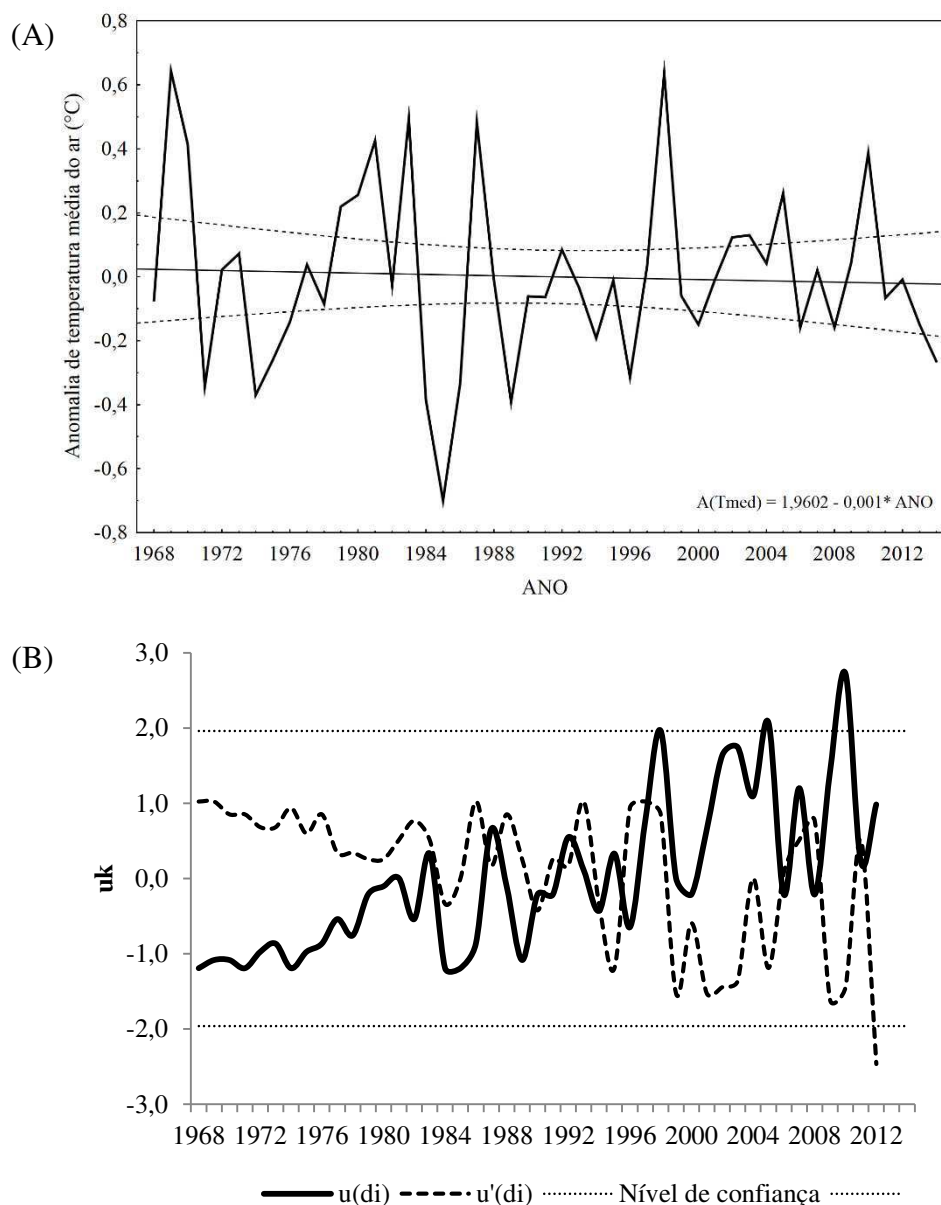
**Figura 21 – Médias das temperatura máximas, médias e mínimas do ar na RMM entre 1968 e 2014**



Legenda: linha contínua: tendência linear das variáveis; linha tracejada: intervalo de confiança a 95%.  
 Fonte: dados do INMET elaborado pela autora

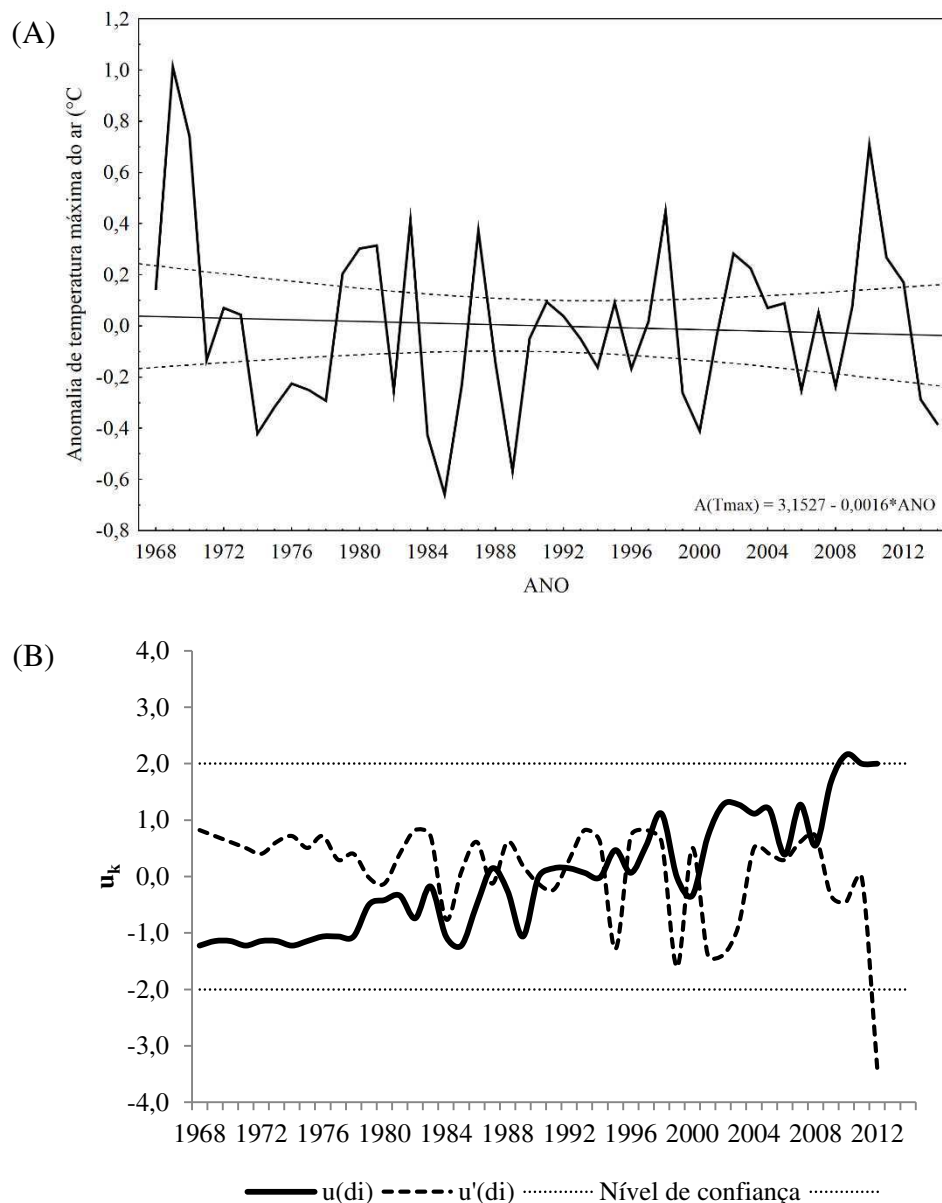
Analisando-se a variabilidade das anomalias (Figura 22A) e a significância das tendências (teste sequencial de Mann-Kendall) da temperatura média (Figura 22B) apresenta certo padrão interanual e apresentam-se com valores que oscilam em torno da média, possivelmente associada a padrões atmosféricos observados sobre os oceanos Atlântico e Pacífico Tropical, conforme também foi observado por Souza, Nascimento e Alvalá (2015) em análise semelhante às cidades de Manaus (AM) e Belém (PA). Quanto às tendências não se observa mudanças significativas nos valores desta variável, visto que as curvas se cruzam, indicando assim ausência de tendências nos dados observados. Percebe-se que a curva direta (uk) apresenta oscilações entre 1983 e 2011, mostrando que a partir deste período a curva começa a apresentar uma elevação positiva até 2014, mostrando que mesmo em anos de El-niño esta tendência não se tornou negativa, como foi observado por Souza, Nascimento e Alvalá (2015) em Belém (PA). Revelam, ainda, que a tendência de aumento da temperatura média do ar em Macapá é maior que a observada em Belém (PA) e Manaus (AM).

**Figura 22 – Anomalias (A) e valores baseados no teste sequencial de Mann-Kendall (B) para a temperatura média do ar na RMM entre os anos de 1968 e 2014**



Já as anomalias de temperatura máxima (Figura 23A) apresentaram três picos negativos (1975, 1985 e 1990), possivelmente relacionados com a ocorrência do fenômeno La Niña de escala forte e moderada ocorridos no período, pois conforme Liebmann e Marengo (2001) anomalias negativas de TSM no Pacífico, associadas com o fenômeno La Niña, estão positivamente correlacionadas com tendência de aumento na precipitação sobre a região amazônica, e que de acordo com Souza (2012) podem influenciar diretamente a temperatura em superfície.

**Figura 23 – Anomalias (A) e valores baseados no teste sequencial de Mann-Kendall (B) para a temperatura máxima do ar na RMM entre os anos de 1968 e 2014**

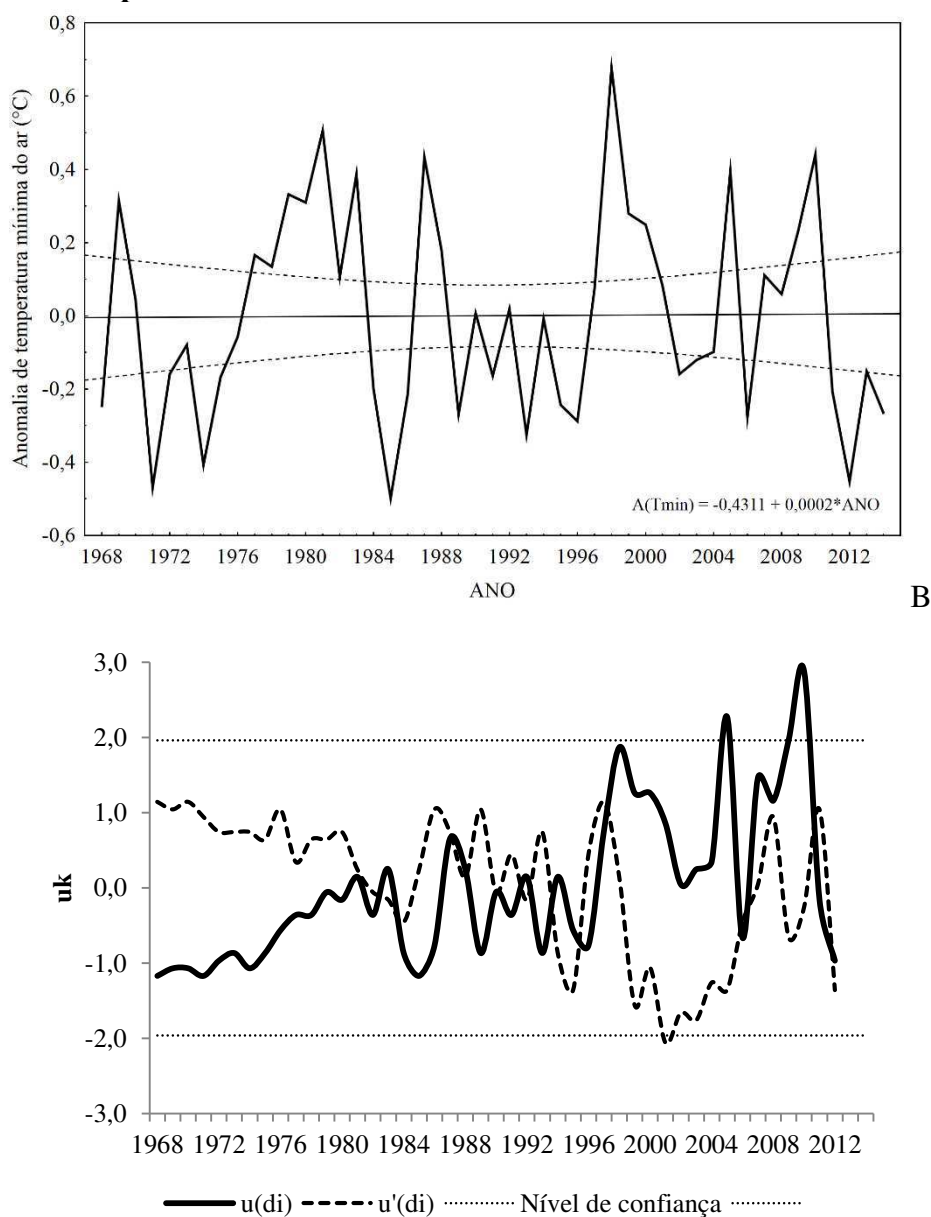


O resultado do teste sequencial de Mann-Kendall para a temperatura máxima (Figura 23B) mostra que a partir de 1990 a curva direta ( $u_k$ ) apresenta uma ascensão até o ano de 2014, revelando tendência de aquecimento, entretanto como as curvas se cruzam no intervalo de confiança do teste, a tendência observada não é estatisticamente significativa. Observa-se que as curvas se cruzam em anos que foram observados a ocorrência de eventos El Niño, revelando a grande influência dos eventos relacionados à TSM do Pacífico sobre o clima da região amazônica, causando mudança no sinal da tendência.

No mesmo período, as anomalias de temperatura mínima (Figura 24A) apresentaram-se em torno da média, apresentando um pico de aproximadamente  $0,8^{\circ}\text{C}$  em 1999, possivelmente

relacionado ao evento de El Niño considerado como forte entre 1997 e 1998. Entretanto, observa-se que a partir de 2010 as anomalias tendem a ser negativas. Neste caso, os efeitos da urbanização podem não ser relevantes, pois o teste sequencial de Mann-Kendall (Figura 24B) aplicado para a temperatura mínima revelou características de mudanças abrupta na variabilidade das curvas de tendências observadas e que possam estar relacionadas a uma mudança no clima em escala regional ou global.

**Figura 24 – Anomalias (A) e valores baseados no teste sequencial de Mann-Kendall (B) para a temperatura mínima do ar na RMM entre os anos de 1968 e 2014**



Intensas anomalias positivas foram evidentes em 2005 e 2010, anos de episódios de El Niño, sendo 2005 um dos anos em que foi observada uma das maiores secas da história na



região amazônica. Segundo Marengo et al. (2008), a seca de 2005 foi a maior nos últimos 100 anos e esteve relacionada diretamente com anomalias positivas de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na região norte equatorial, enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e enfraquecimento dos movimentos ascendentes sobre a porção sul da região amazônica, resultando em baixa atividade convectiva.

As mudanças no microclima da RMM, evidenciado a partir da análise das variáveis de temperatura, não devem estar apenas relacionadas com o crescimento urbano, pois um dos fatores está relacionado ao resultado obtido no teste sequencial de Mann-Kendall para estas variáveis, indicando que não houveram mudanças abruptas nos valores, e não justificam as tendências observadas. Um fato que pode indicar a influência da urbanização no microclima da RMM é o exposto no estudo de Molion (2005) que concluiu que entre 1999 e 2024 existiria uma tendência negativa nas temperaturas, visto que desde 1999 a região está sob a fase fria da ODP. Os resultados deste estudo mostram que a partir de 2010 a RMM apresentou uma tendência positiva para as temperaturas analisadas indicando que o processo de urbanização, diretamente relacionado com o fenômeno ICU e seus efeitos, pode ter influência sobre estas variáveis.

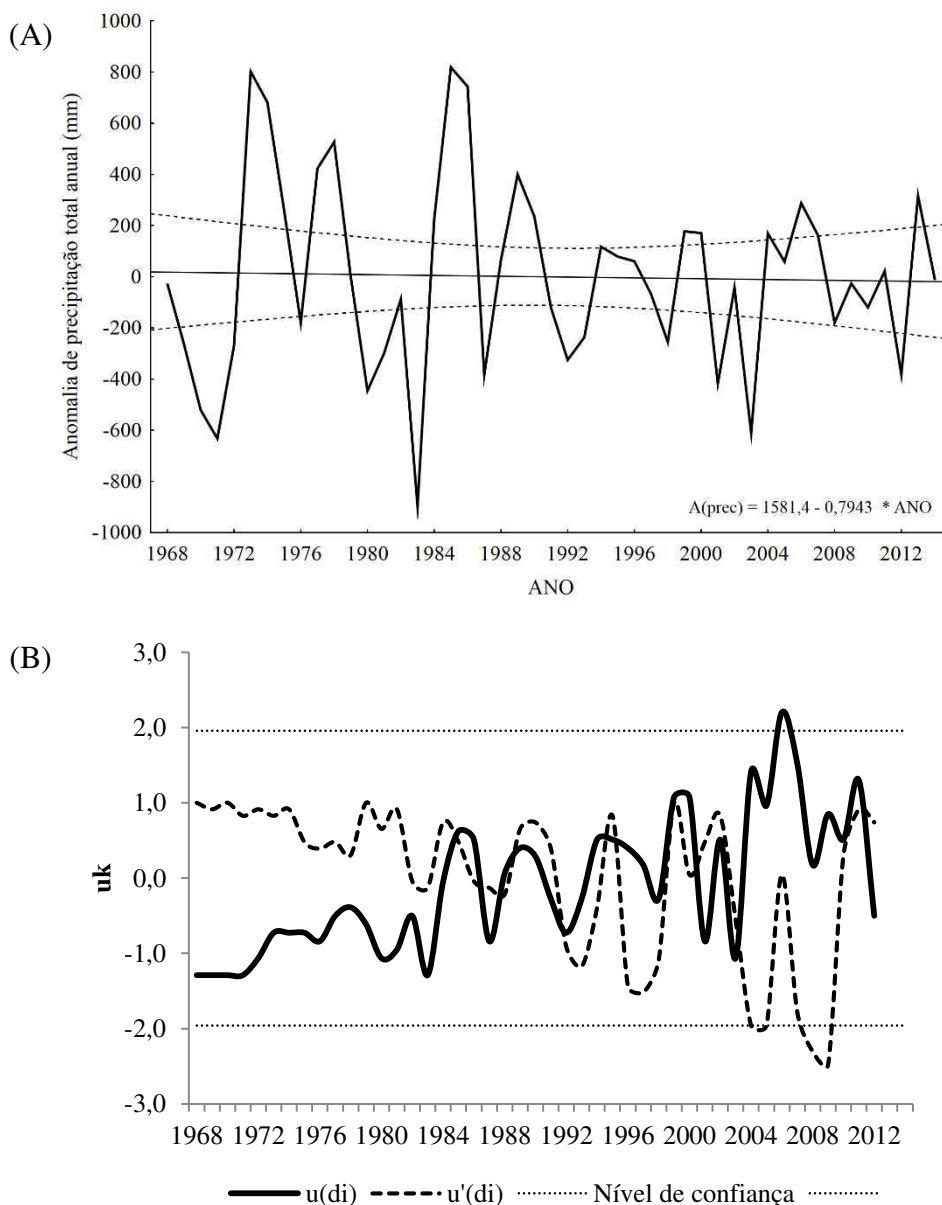
Marengo (2006) mostrou que a precipitação na região Amazônica possui uma variabilidade associada à mecanismos de intensificação de sistemas de pressão sobre o oceano Atlântico tropical, que tendem a modificar o comportamento dos vento alísios e consequentemente o transporte de umidade para sobre a bacia Amazônica. Deste modo, para completar parte da análise das influências da urbanização sobre o microclima na RMM, a precipitação anual no período de 1968 a 2014 também foi analisada.

Diferente do dados de temperatura, a precipitação (Figura 25A) não apresentou tendência de aumento em seus valores e, não teve significância estatística pelo teste de Mann-Kendall ao nível de 10%. Registraram-se três picos negativos de precipitação (1971, 1983 e 2003) que coincidem com eventos de El Niño, revelando a importância deste evento na precipitação anual na RMM. Este resultado é corroborado com resultados de Grimm, Ferraz e Gomes (1998), Sousa (2004), Gonzalez et al. (2013), Cunha et al. (2014) que mostraram que a maior influência dos eventos de La Niña ocorre na região nordeste da bacia Amazônica, onde está situada a RMM, de modo que as precipitações acima do normal estão significativamente relacionadas com eventos La Niña e precipitações abaixo da normal com eventos El Niño.

No período analisado houve um decréscimo de 18,32 mm na precipitação. No teste sequencial de Mann-Kendall (Figura 25B) para a precipitação observada na RMM, como

observado para a temperatura, ocorreram mudanças abruptas em todo o período, justificando a ausência de tendência observada.

**Figura 25 – Anomalias (A) e valores baseados no teste sequencial de Mann-Kendall (B) para a precipitação total anual na RMM entre os anos de 1968 e 2014**



Com estes resultados, pode-se supor, com base nos valores apresentados, que se a urbanização afeta os valores de precipitação na RMM, o faz de forma discreta, haja vista que não foi encontrada tendência significativa de aumento nos valores de chuva nas últimas décadas. Neste contexto, os trabalhos de Rozoff, Cotton e Adegoke (2003) e de Han e Baik (2008) mostraram que a presença de áreas urbanas apresenta grande influência sobre o início e a intensidade de atividade convectiva e consequente precipitação. Os autores consideram que o

aumento da atividade convectiva sobre áreas urbanas deve-se primordialmente à intensificação da convergência sobre a cidade, o que intensifica o movimento vertical, principalmente devido à formação de uma circulação da ICU.

Deste modo, pode-se concluir que possivelmente a variabilidade da temperatura e precipitação encontrados deve estar mais associado com eventos como El Niño do que com mudanças climáticas. Entretanto, as tendências de aquecimento observadas podem estar relacionadas com o crescimento urbano, evidenciando assim o efeito das ICUs no microclima da RMM.

#### 4.3 ÍNDICES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Complementarmente às análises das tendências de temperatura e precipitação observadas na RMM, foi realizada uma análise dos extremos climáticos relacionados com os valores de temperatura e precipitação diária observados em dois locais da RMM: FAZ situada na região periférica e SBMQ na região central. Na Tabela 10 são apresentados os índices de mudanças climáticas que foram estaticamente significativos ao nível de 1% nas duas estações consideradas.

**Tabela 10 – Índices de mudanças climáticas estatisticamente significativos na RMM**

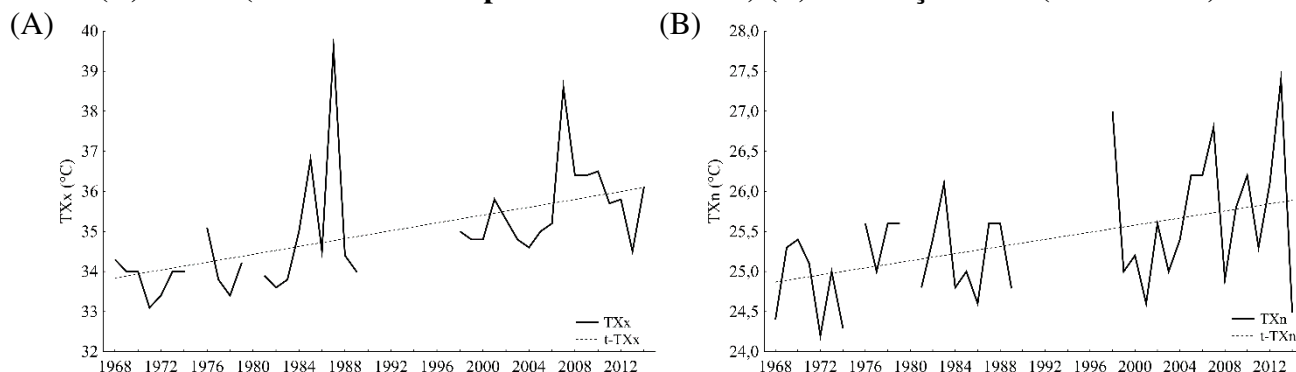
ID	TXx	TXn	TNn	TNx	TX10p	TX90p	TN10p	TN90p	WSDI	CSDI	DTR	CWD
FAZ	↑	↑		↑	↓	↑	↓	↑	↑		↑	
SBMQ			↑	↑	↓	↑	↓	↑	↑	↓	↑	↓

As setas indicam se houve acréscimo (↑) ou decréscimo (↓) do índice no período analisado

A Figura 26A mostra a variabilidade anual do índice TXx (máximo da temperatura máxima) na estação FAZ cuja tendência anual é de aumento de  $0,049^{\circ}\text{C. ano}^{-1}$  no período de 1968 a 2014, apresentando dois picos máximos, com valores de  $39,6^{\circ}\text{C}$  (1987) e  $38,6^{\circ}\text{C}$  (2007), anos de evento El Niño. O mesmo resultado foi encontrado por Santos et al. (2012) para Macapá usando dados de 1968 a 2010, entretanto com tendência de  $0,03^{\circ}\text{C. ano}^{-1}$ . Santos (2011) analisando dados espaciais de Utah (EUA) no período de 1930 a 2006, verificou que 13 das 28 estações estudadas apresentaram TXx com tendência positiva e 3 com tendências negativas. O mesmo aconteceu para as mínimas temperaturas máximas (TXn, Figura 26B) que apresentou tendência crescente na ordem de  $0,022^{\circ}\text{C.ano}^{-1}$ . O fato deste índice apresentar tendência significativa na estação FAZ e não apresentar significância na SBMQ, pode estar atrelado ao

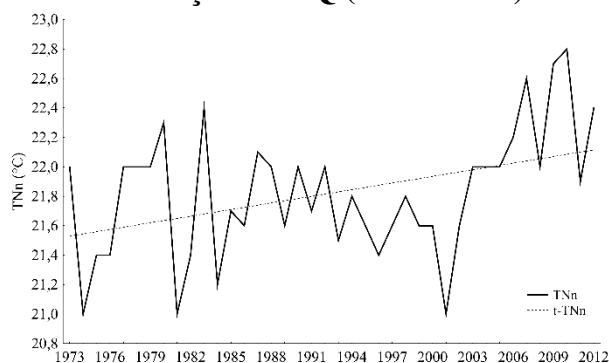
crescimento urbano no entorno da estação FAZ, que passou de uma área rural na década de 70 para uma área em atual crescimento urbano da RMM.

**Figura 26 – Variabilidade temporal do índice TXx (máximo das temperaturas máximas) (A) e TXn (mínimas das temperaturas máximas) (B) na estação FAZ (RMM – AP)**



A tendência de aumento das mínimas temperaturas mínimas (TNn) na estação SBMQ pode ser observada na Figura 27, com valor de  $0,015^{\circ}\text{C}\cdot\text{ano}^{-1}$ . Santos, K. P. C. et al. (2012) com dados de 1968 a 2012 na FAZ, verificaram significância estatística para esta variável com tendência de  $0,055^{\circ}\text{C}\cdot\text{ano}^{-1}$ . Ao usar dados dos anos de 2013 e 2014 esta variável não apresentou diferença estatística a 10%.

**Figura 27 – Variabilidade temporal do índice TNn (mínimo das temperaturas mínimas) na estação SBMQ (RMM – AP)**

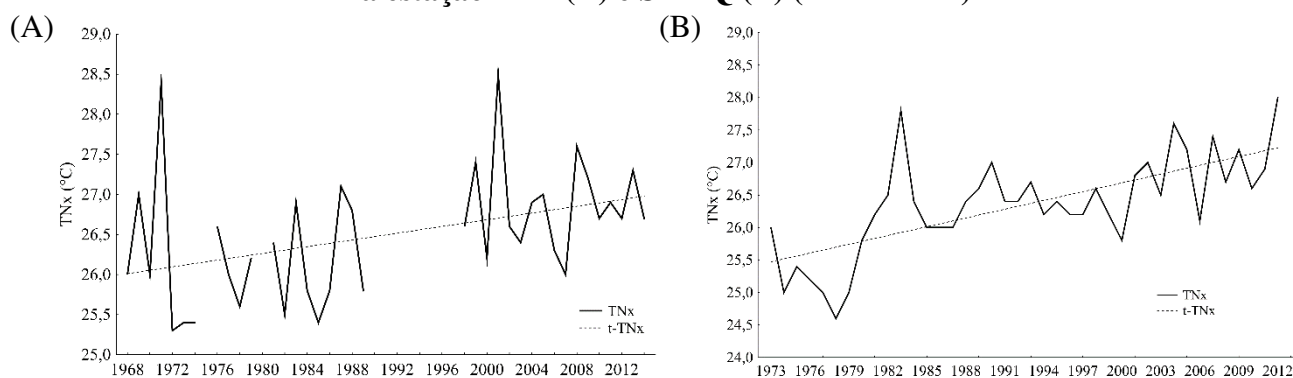


Os resultados mostrados na Figura 27 corroboram com a presença de ICU que, de acordo com Voogt e Oke (2003) é à noite, em condições de estabilidade atmosférica, sem nuvens e sem vento, que são reunidas as condições ideais para identificar ICU. Souza e Azevedo (2012) também encontraram tendências positivas para o TNn em Recife (PE), cidade que apresenta ICU. O incremento no TNn pode ser explicado pela liberação de energia radiativa à noite, absorvida durante o dia, por ruas e prédios, e isso promove o aumento nos valores mensais de

TNn gerando noites mais quentes. Araújo, Santos e Nascimento (2015), analisando a TNn para a região do baixo rio Colorado (EUA) e sua relação com anomalias de temperatura dos oceanos, verificaram que esta variável possui uma correlação estatisticamente significativa com a ODP.

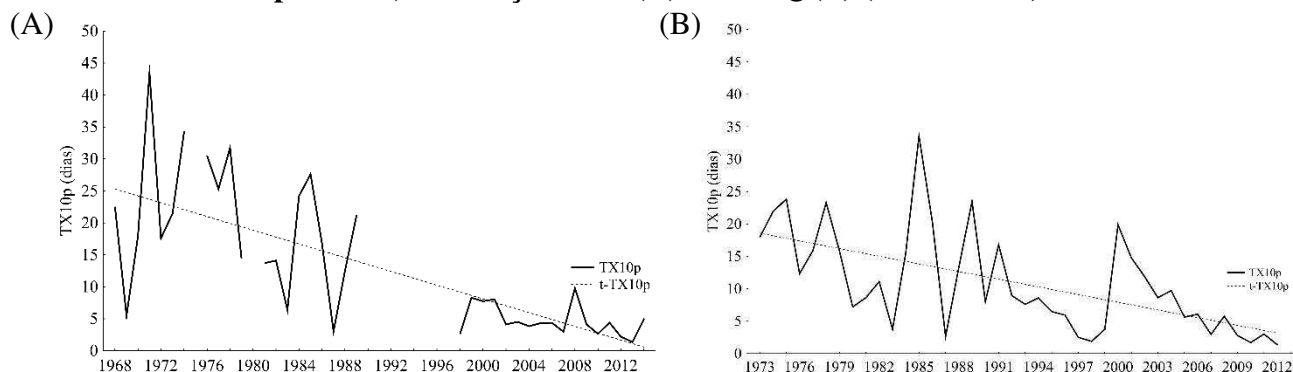
A variabilidade das máximas temperaturas mínimas na FAZ e SBMQ estão mostradas na Figura 28. Evidencia-se um aumento das maiores temperatura mínimas ao longo dos anos nas duas estações, com taxas de  $0,012^{\circ}\text{C}\cdot\text{ano}^{-1}$  e  $0,045^{\circ}\text{C}\cdot\text{ano}^{-1}$  na FAZ e SBMQ, respectivamente. Assim, vê-se que na estação situada no centro da RMM o aumento é maior, possivelmente associado a urbanização da região do entorno. Entretanto, os maiores valores de TNx são encontrados na FAZ, provavelmente devido ao fato da área ter uma vegetação mais densa que favorece a nebulosidade na região, elevando as temperaturas mínimas, principalmente no período da madrugada.

**Figura 28 – Variabilidade temporal do índice TNx (máximo das temperaturas mínimas) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP)**



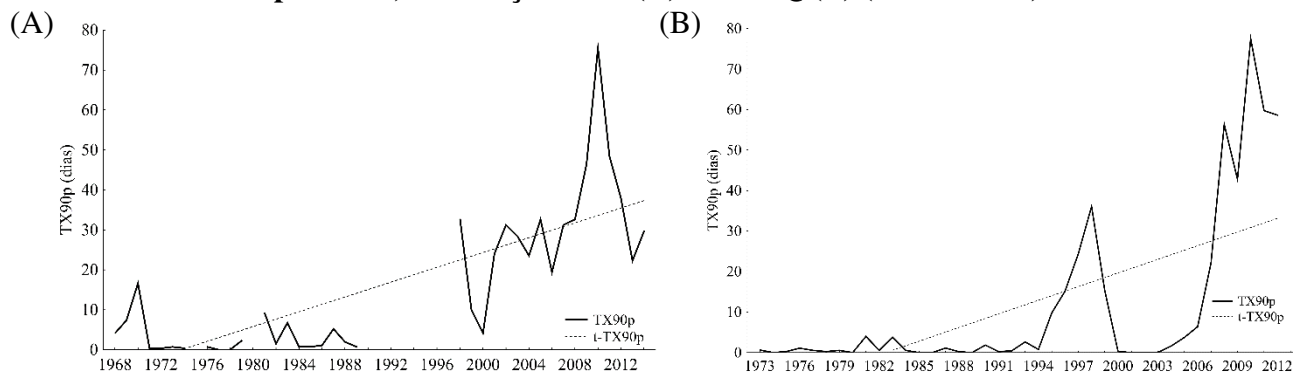
O índice TX10p (Figura 29) aponta para uma diminuição de dias frios, provavelmente associado ao aumento do número de dias quentes nas duas estações analisadas, consequências do material artificial que reveste o solo, que possui mais capacidade de armazenar energia durante o dia, liberando em forma de calor sensível à noite. Esta queda é maior na estação FAZ, área que apresentou maior mudança na região do entorno entre a década de 70 e os dias atuais.

**Figura 29 – Variabilidade temporal do índice TX10p (Percentual de dias com TX < 10° percentil) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP)**



O aumento das temperaturas máximas na FAZ e SBMQ também é observado pelo índice TX90p (Figura 30), em que a frequência da temperatura referente ao percentil 90 tem aumentado ao longo dos anos, ou seja está havendo aumento do número de dias quentes, principalmente nos últimos 5 anos, havendo a ocorrência superior a 70 eventos com temperaturas superiores ao 90° percentil nas duas estações, sendo mais pronunciado na SBMQ, provavelmente devido a presença de ICU.

**Figura 30 – Variabilidade temporal do índice TX90p (Percentual de dias com TX > 90° percentil) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP)**

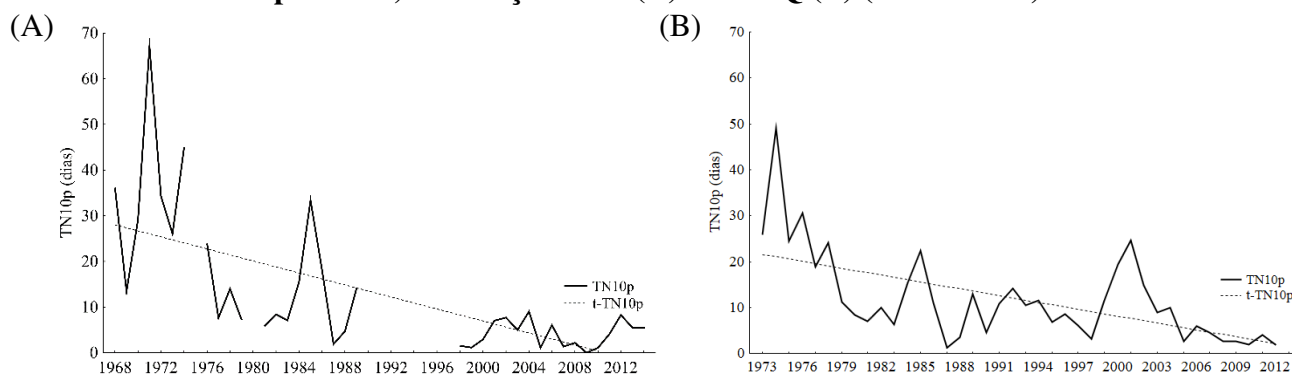


Analisando a Figura 31 observa-se uma diminuição de dias em que a temperatura mínima atinge valor abaixo do percentil 10 (TN10p) nas duas estações, com magnitude mais pronunciada na SBMQ, haja vista que esta encontra no seu entorno cobertura do solo com menores valores de albedo, resultando numa maior absorção de radiação de onda curta durante o dia e liberação de onda longa a noite, elevando as temperaturas noturnas da região. Este fato indica que noites frias estão diminuindo, com tendência de decréscimo a partir da década de 70 em ambas estações, indicando possível presença de ICU.

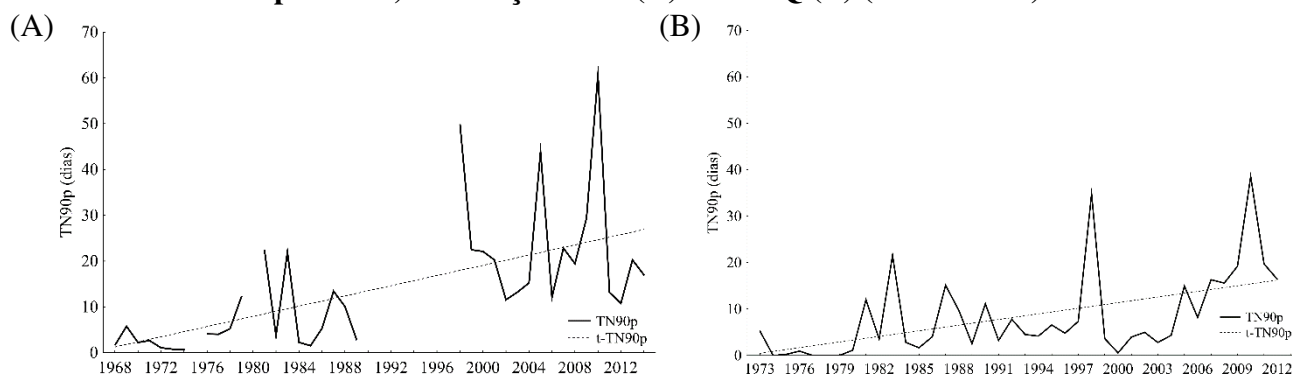
Quanto a variabilidade das temperaturas mínimas, percebe-se nas Figuras 31 e 32 que há um decréscimo das noites frias (TN10p) e aumento das noites quentes (TN90p) em ambas estações. Esse aumento no número de noites mais quentes pode estar associado ao efeito da ICU (DUFEK e AMBRIZZI, 2005).

Para o índice WSDI (Figura 33) verifica-se um aumento significativo de períodos quentes a partir da década do final dos anos 2000, registrando mais de 100 dias com pelo menos 6 dias consecutivos de temperatura máxima acima do percentil 90 na estação SBMQ. Este índice possui tendência 3 vezes maior na estação SBMQ que na FAZ, revelando que a região central da RMM possui maior frequência de dias quentes consecutivos. Silva, W. L. et al. (2015) verificou que este índice em Umuarama (PR) apresentou tendência estatisticamente significativa de aumento de 0,28 dia.ano<sup>-1</sup>, passando de em torno de 5 dias quentes consecutivos ao ano no final da década de 1970, passando para uma média de 19 dias ao final da década de 2000.

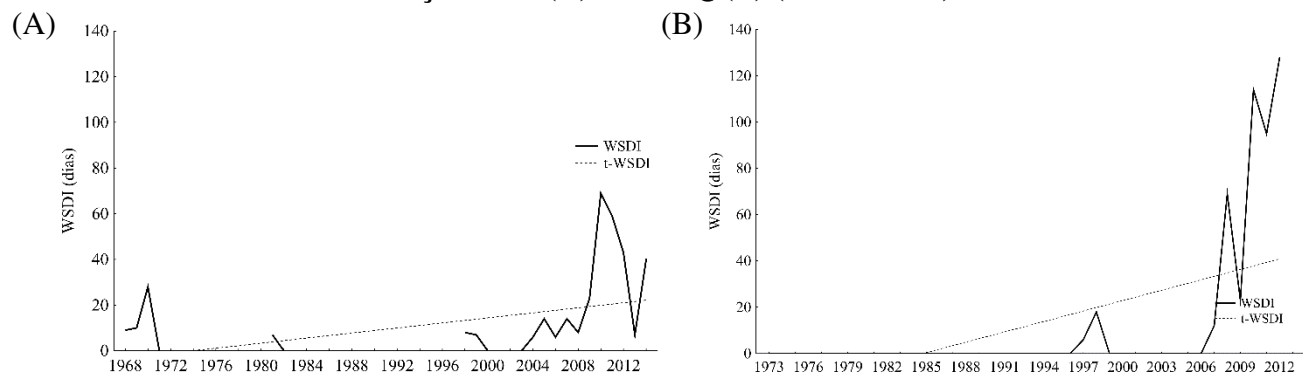
**Figura 31 – Variabilidade temporal do índice TN10p (Percentual de dias com TN < 10° percentil) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP)**



**Figura 32 – Variabilidade temporal do índice TN90p (Percentual de noites com TN > 90° percentil) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP)**

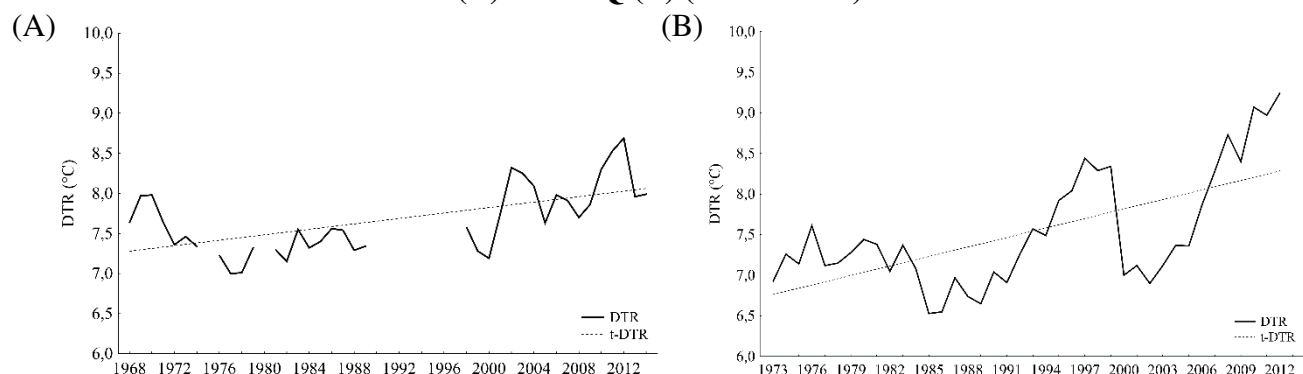


**Figura 33 – Variabilidade temporal do índice WSDI (duração do período quente) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP)**



No que concerne à amplitude térmica diária (DTR) observa-se uma diminuição da mesma década de 80, seguida de uma posterior reversão desta tendência (Figura 34). Esta variabilidade pode estar associada não só aos processos de urbanização como também com a nebulosidade natural, devido a região de Macapá apresentar significativa cobertura de nuvens na maior parte do ano, pois as nuvens, apesar de serem transparentes a radiação de ondas curtas, são opacas à radiação infravermelha termal, favorecendo que as noites nebulosas sejam ligeiramente mais quentes que as noites de céu limpo. A nebulosidade pode surgir como um feedback positivo das elevadas temperaturas diárias (TXx e TXn), observadas principalmente na área periférica da RMM, que aumentam a evaporação, levando a uma maior cobertura de nuvens que, no período noturno aprisionam mais ondas longas e elevando as temperaturas no período da madrugada (TNx e TNn.)

**Figura 34 – Variabilidade temporal do índice DTR (amplitude térmica) na estação FAZ (A) e SBMQ (B) (RMM – AP)**

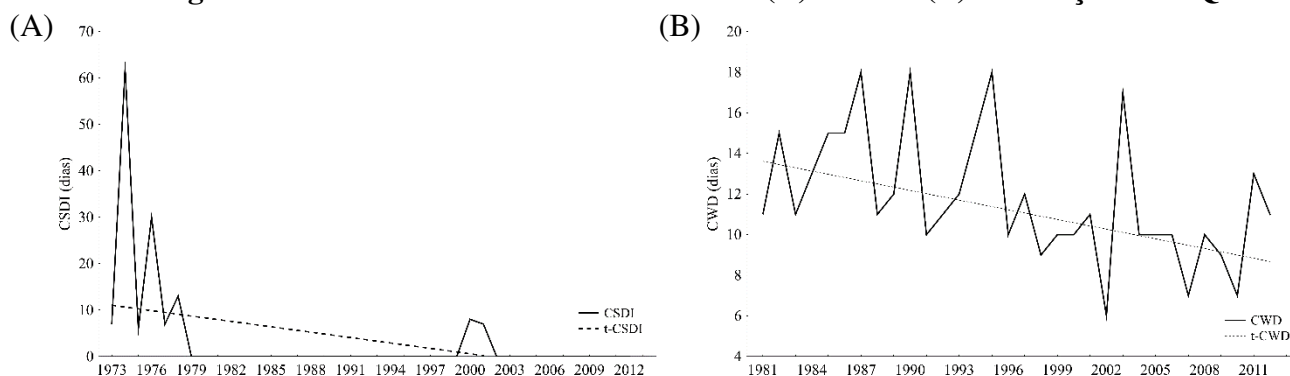


Os dados de dias frios (CSDI) bem como de dias úmidos (CWD) para a estação SBMQ, encontram-se representados na Figura 35. Ambos apresentam tendência negativas, entretanto o CWD apresenta ciclos. Santos, Satyamurty e Santos (2012) verificaram que o índice CDW para



a cidade de Manaus (AM) apresentou tendência negativa para 2 das 3 estações analisadas. A diminuição do índice CWD no ponto SBMQ corrobora com os resultados de Souza e Alvalá (2012), que afirmaram que na presença de IICU os valores de umidade tendem a diminuir na área.

**Figura 35 - Variabilidade dos índices CSDI (A) e CWD (B) na estação SBMQ**



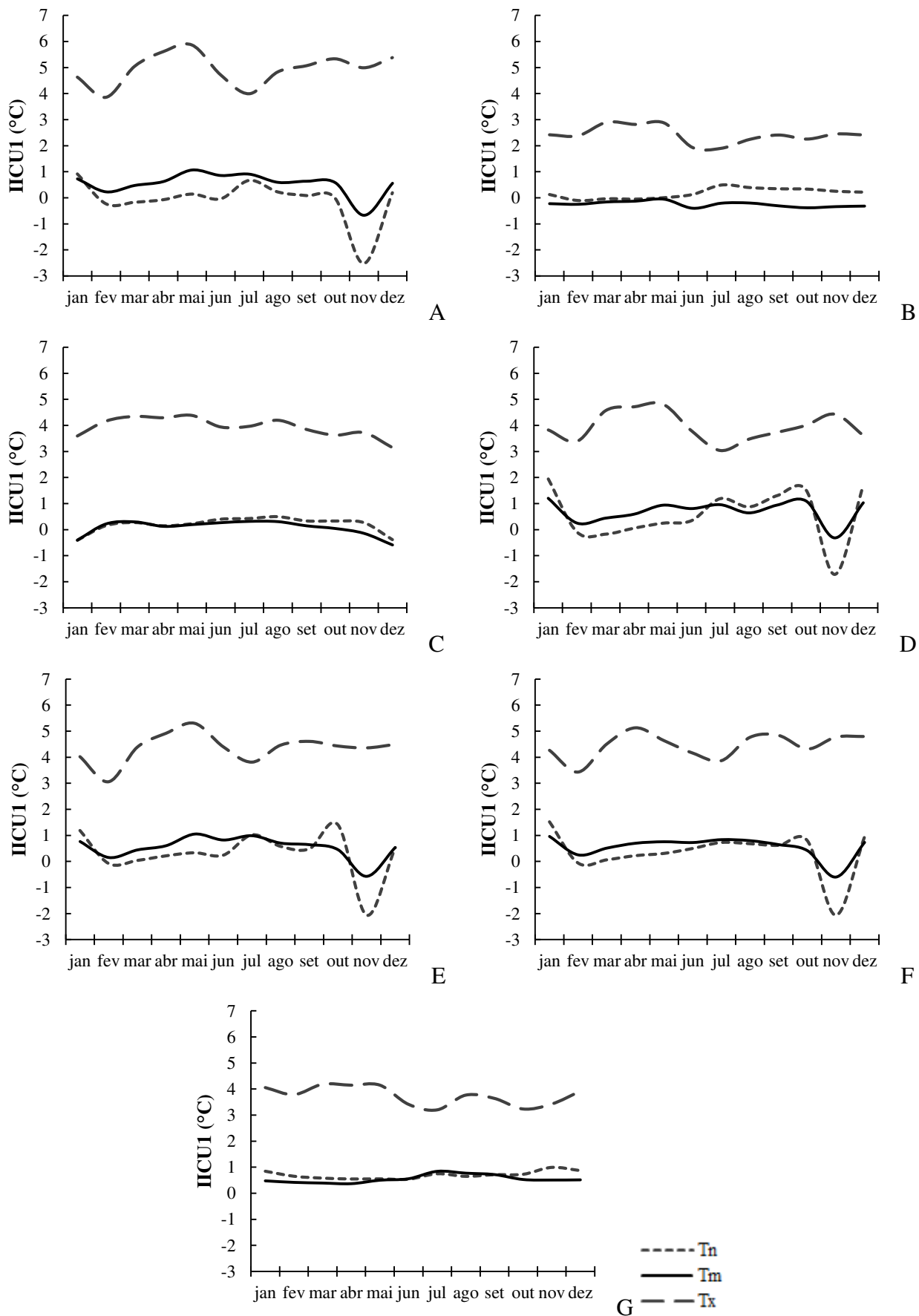
Quanto às mudanças microclimáticas ocorridas na RMM entre o período de 1968 e 2014, pode-se observar no que concerne às temperaturas noturnas, estas foram mais intensas na região central da RMM, revelando indícios de ICU na área em estudo. O aumento da temperatura mínima na área central da RMM está, principalmente, associado à natureza do material de que é composto o solo da região urbana, pois durante o dia aprisionam mais calor que é liberado como forma de calor sensível no período noturno, elevando os valores das temperaturas mínimas observadas. Entretanto, a área periférica apresentou aumento nas temperaturas diárias, fato consequente da intensa alteração no uso e ocupação do solo no período analisado na região do entorno da malha urbana da RMM.

#### 4.4 INTENSIDADE DA ILHA DE CALOR URBANA

Hua et al. (2008) consideram que um método direto de investigar o efeito de ICU consiste em se analisar as diferenças, principalmente de temperatura e de umidade, entre a região de cidade e áreas rurais mais afastadas, muitas vezes pouco afetadas pela intensa urbanização.

A Figura 36 apresenta valores da IICU1 que, conforme Maitelli e Wright (1996), fornecem informações sobre o alcance global e sazonalidade das diferenças urbanas-rurais. Observa-se que apesar de haver diferenças positivas, em alguns postos há diferenças negativas, indicando que o posto de observação apresentou valores superiores aos observados no posto CLIMURB, situado no centro da cidade.

**Figura 36 - IICU1 na RMM entre 2009 e 2014 no posto MS (A), SBMQ (B), INPE (C), FAMA (D), NHMET (E), IEPA (F) e FAZ (G)**



De modo geral, observa-se a sazonalidade do índice, que apresenta valores oscilando entre  $-2,52^{\circ}\text{C}$  (MS, Tn) e  $5,87^{\circ}\text{C}$  (MS, Tx). Também pode-se observar que para as temperaturas máximas todos os postos obtiveram valores do IICU positivos. Este fato corrobora com a formação de ICU, sendo que de diferentes magnitudes, resultando nos maiores índices nos meses de março e abril. Já nos meses de menor chuva as áreas mais afastadas apresentam balanço de energia semelhante ao centro da cidade, já que a evaporação é menor, sendo o saldo de radiação usado prioritariamente como fluxo de calor sensível.

Quando se analisa o posto MS (situado também no centro da cidade) vê-se que há predominância de valores positivos, revelando que apesar de estar no centro da malha urbana da RMM, devido ao uso do solo no local ser predominantemente composto de vegetação, há a formação de ilha de frescor na região do posto MS. Esse padrão também foi observado por Krüger e Rossi (2015) e Martini et al. (2015) que verificaram a ilha de frescor devido ao fragmento florestal no Parque Municipal do Barigui na cidade de Curitiba-PR. Em Presidente Prudente (SP) Amorim (2010) também detectou ilha de frescor nos bairros com menor densidade de construções, no ambiente rural e nos fundos de vale, mesmo aqueles inseridos na malha urbana.

Observando os valores do índice para o aeroporto da cidade (SBMQ) a série mais curta, percebe-se que o posto MS (FAMA) apresentou os menores (maiores) valores, provavelmente associados ao uso do solo no entorno, apesar de os dois postos apresentarem corpos d'água em seu entorno.

Para o posto INPE os valores do índice usando dados da temperatura média e a mínima obtiveram valores próximos ao nulo. Entretanto ao se observar as temperaturas máximas o índice resultou em valor médio de  $4,2^{\circ}\text{C}$ , índice que pode ser considerado alto, já que este posto encontra-se numa área peri-urbana.

Observando o IICU1 para os postos MS, FAMA, NHMET e IEPA, verifica-se uma variabilidade semelhante para os três índices gerados; entretanto, os valores diferem, sendo maiores no MS, seguido do NHMET. Hathway e Sharples (2012) analisaram o efeito do rio urbano Don na ICU em Sheffield (Reino Unido), e verificaram que o rio influencia a temperatura até aproximadamente 30 m; entretanto, os autores concluíram que o material presente na margem pode ter um impacto maior sobre a temperatura do ar do que a presença apenas do rio. Entretanto, o papel do rio Amazonas em amortecer os valores do IICU na RMM é sentido devido a sua extensão de margem à margem, como foi observado por Souza e Alvalá (2014) ao analisarem a ICU em Manaus (AM).

Analisando o índice para o posto FAZ, a 16 km do centro da cidade e com ambiente relativamente rural, observa-se uma predominância de valores positivos, chegando a magnitude de  $4,19^{\circ}\text{C}$  ( $0,99^{\circ}\text{C}$ ) quando se analisa a temperatura máxima (mínima), evidenciando a ocorrência de ICU na RMM. Souza e Alvalá (2014) realizaram um estudo observacional da ICU na cidade de Manaus, Brasil, com dados de dois locais diferentes, em uma área urbana e de uma região de mata a cerca de 30 km da cidade, no período de 2000-2008 e obtiveram os maiores valores de IICU1 para os dados de temperatura máxima, como observado neste trabalho.

O IICU2 (Figuras 37 e 38), que segundo Maitelli e Wright (1996) fornece informações sobre as diferenças diárias, sendo muito menos sensível quando há uma pequena quantidade de dados em falta. Pode-se ver que a ICU através deste índice mostra-se mais intensa no mês de outubro, com índices que chegam a  $5^{\circ}\text{C}$ , enquanto no mês de março este índice chegou próximo ao valor de  $2^{\circ}\text{C}$ . Entretanto, enquanto é mais perceptível no final da tarde no mês de março, em outubro ela se torna mais aparente no início do dia. Gamarra et al. (2014) encontram valores de temperatura aproximadamente  $4^{\circ}\text{C}$  maior nos sítios urbanos, em comparação com aquelas de sítios suburbanos e rurais em Londrina (PR), no período de junho a agosto. Morris, Simmonds e Plummer (2001) também encontraram diferenças significativas no IICU2 em Melbourne (Austrália) entre as estações do ano: verão ( $1,29^{\circ}\text{C}$ ), primavera ( $1,25^{\circ}\text{C}$ ), outono ( $1,02^{\circ}\text{C}$ ) e inverno ( $0,98^{\circ}\text{C}$ ). De acordo com os autores o aumento na quantidade de cobertura de nuvens resultou em uma estatisticamente significativa (95% nível confiança) redução na magnitude ICU.

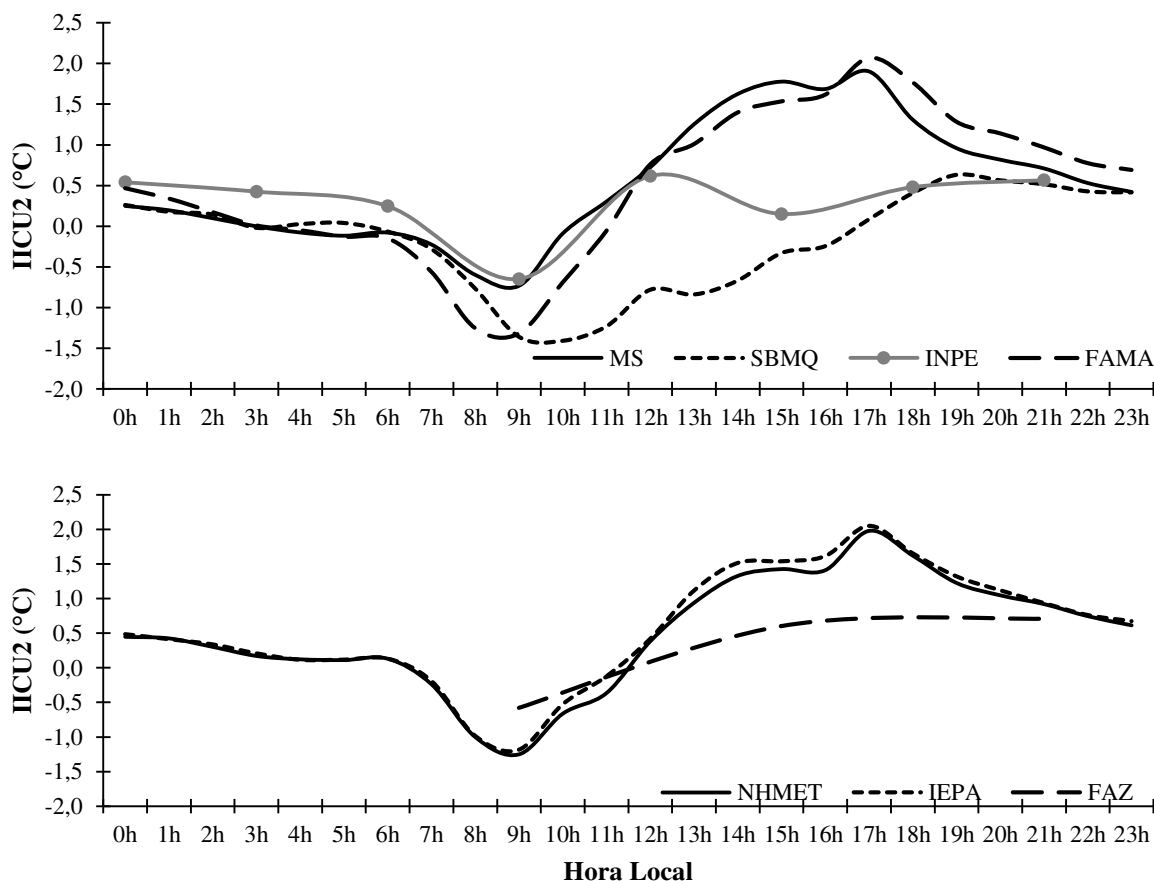
Percebe-se que, para o mês de março (Figura 39), os índices apresentaram valor máximo (mínimo) de  $2,07^{\circ}\text{C}$  ( $-1,41^{\circ}\text{C}$ ) no posto FAMA (SBMQ) às 17 HL (10HL – hora local). Observa-se que durante o dia a ICU desaparece e volta a se configurar no início da noite, diferente do observado por Souza e Alvalá (2014), onde o IICU2 apresentou dois picos de maior intensidade, um às 8 HL e outra entre 15 e 17 HL.

O posto MS, apesar de estar numa área bastante arborizada, apresenta IICU2 de  $1,90^{\circ}\text{C}$  às 17HL, revelando a importância do uso do solo no entorno da região, que há o predomínio de superfícies compostas por concreto, favorecendo o fluxo de calor sensível que pode estar sendo advectado para o posto MS. O mesmo acontece no posto FAMA que por se encontrar numa área mais afastada da malha urbana, e apesar do intenso fluxo carros no início da noite, apresenta temperaturas inferiores às observadas no centro da RMM.

Ainda de acordo com a Figura 39, percebe-se que no posto INPE e SBMQ o índice apresenta valores baixos ( $0,5^{\circ}\text{C}$ ) no início da noite. Este fato indica que a área urbana apresenta

temperaturas superiores às observadas na região periférica da RMM, entretanto pela área no entorno destes postos ser caracterizada por uma certa deficiência de cobertura vegetal, o índice tende a não ser tão pronunciado, como o posto MS.

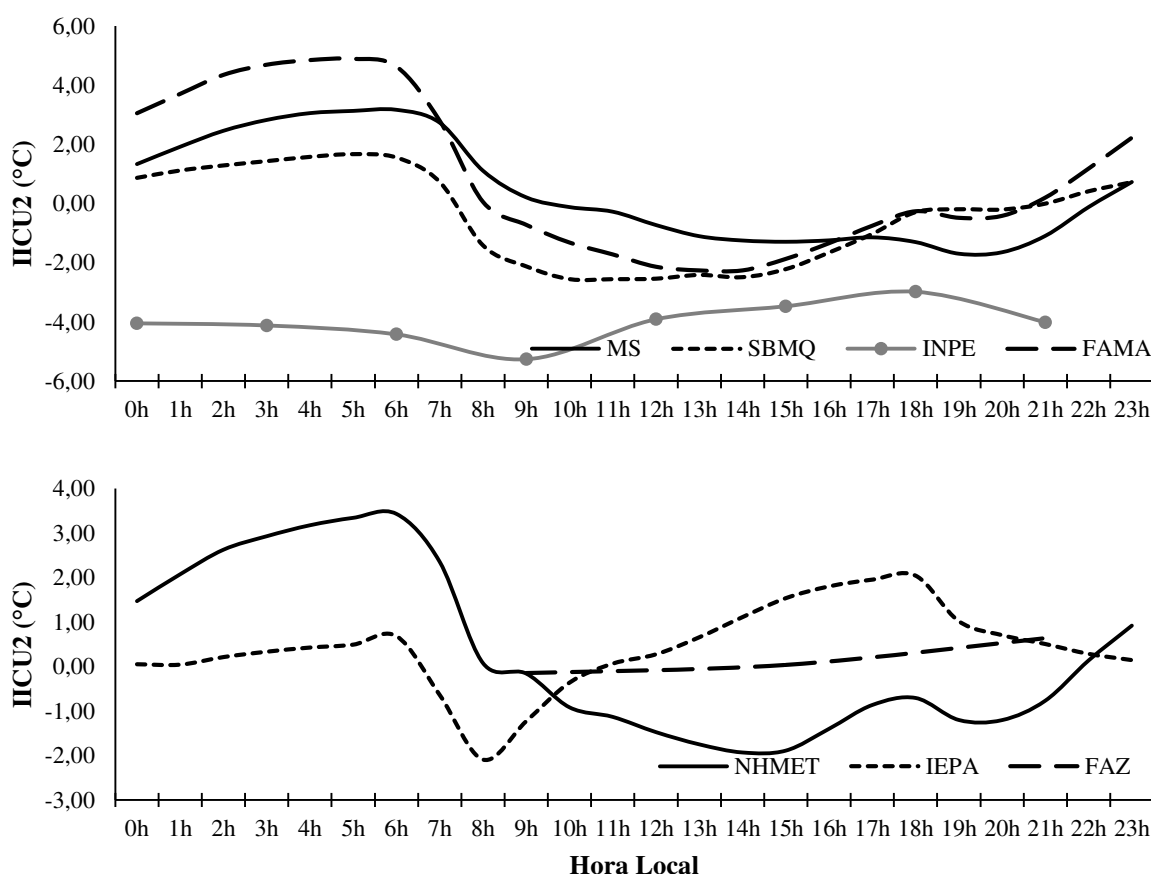
**Figura 37 – IICU2 na RMM no mês de março entre 2009 e 2014**



Em outubro (Figura 38), mês considerado seco na RMM, os valores do IICU2 foram mais elevados na madrugada. Resultados semelhantes foram obtidos por Silva, A. P. N. et al. (2010) que concluíram que a ICU pode estar mais relacionada ao resfriamento da área ao entorno, devido a atividades de irrigação onde os fluxos de calor latente são maiores que os de calor sensível, já que neste período a nebulosidade é menor. Os resultados de Lee e Baik (2010) também foram análogos, e esses autores verificaram que em Seoul (China) a intensidade da ICU diária máxima é observada em torno da meia-noite em todas as estações, exceto no inverno, quando a frequência máxima de ocorrência é encontrado em torno de 08HL. Entretanto Mohan et al. (2012) verificaram que em Nova Deli (Índia) os maiores índices de IICU2 são observados às 15 e 21 HL, com intensidade que pode chegar a 8°C.

Já no posto INPE verifica-se que o índice foi negativo em todo o período, apresentando índices menos negativos no período noturno. Nos postos da zona Sul, foram observados diferentes valores de IICU2, enquanto no posto NHMET (área sub-urbana) os maiores valores do índice foram encontrados entre 3 e 7HL; já no posto IEPA e FAZ foram observados índices maiores à noite, indicando que estes dois últimos por estar em áreas mais rurais, apresentam menores temperaturas. Assis (2011) relata que em condições próximas à calmaria e sem nebulosidade, os termos QH e QE podem ser desprezados, de modo que é razoável supor que a energia irradiada da superfície terrestre é quase totalmente originária do calor armazenado no solo, fato que ocorre no mês de outubro na RMM.

**Figura 38 – IICU2 na RMM no mês de outubro entre 2009 e 2014**



Amorim (2010) mostrou que no verão as magnitudes mais fortes das ICU (entre 4°C e 6°C) durante o dia foram observadas principalmente entre 10 e 16HL, conforme foi observado no mês de outubro na RMM. De acordo com a autora este horário coincide com os horários de maior insolação e maior aquecimento diurno, e intensificando assim o desconforto térmico presente no verão das cidades tropicais.

Verificou-se que sazonalmente nos meses de março a maio foram observados os maiores valores de IICU, que aumentam a medida que se afastam do centro (malha urbana) da RMM, exceto para a região do Museu Sacaca que, devido a relativa área verde, apresenta valores semelhantes ao das regiões periféricas. Na análise horária da IICU verificou-se que no mês chuvoso (março) o índice é mais intenso no início da noite, enquanto que no período seco (outubro) é mais pronunciado durante a madrugada.

#### 4.5 CAMADA LIMITE NOTURNA

Para se analisar a altura da CLN através dos métodos dos perfis e do número de Richardson, escolheu-se três eventos (dias de maior, menor e nulo IICU1) noturnos no mês de outubro no ponto SBMQ, já que de acordo com Fisch et al. (2004), Santos (2005) e Silva (2012) é no período seco que se consegue detectar melhor a influência da superfície não vegetada na CLP.

Deste modo, foi analisado o perfil das propriedades meteorológicas nos dias 16/10/2011 (IICU1<sub>Tx</sub> = 4,36°C), 09/10/2012 (IICU1<sub>Tx</sub> = 0°C) e 01/10/2011 (IICU1<sub>Tx</sub> = -0,83°C). Em todas as datas selecionadas as condições sinóticas eram de vento fraco e sem atuação de sistema de convecção sobre a área.

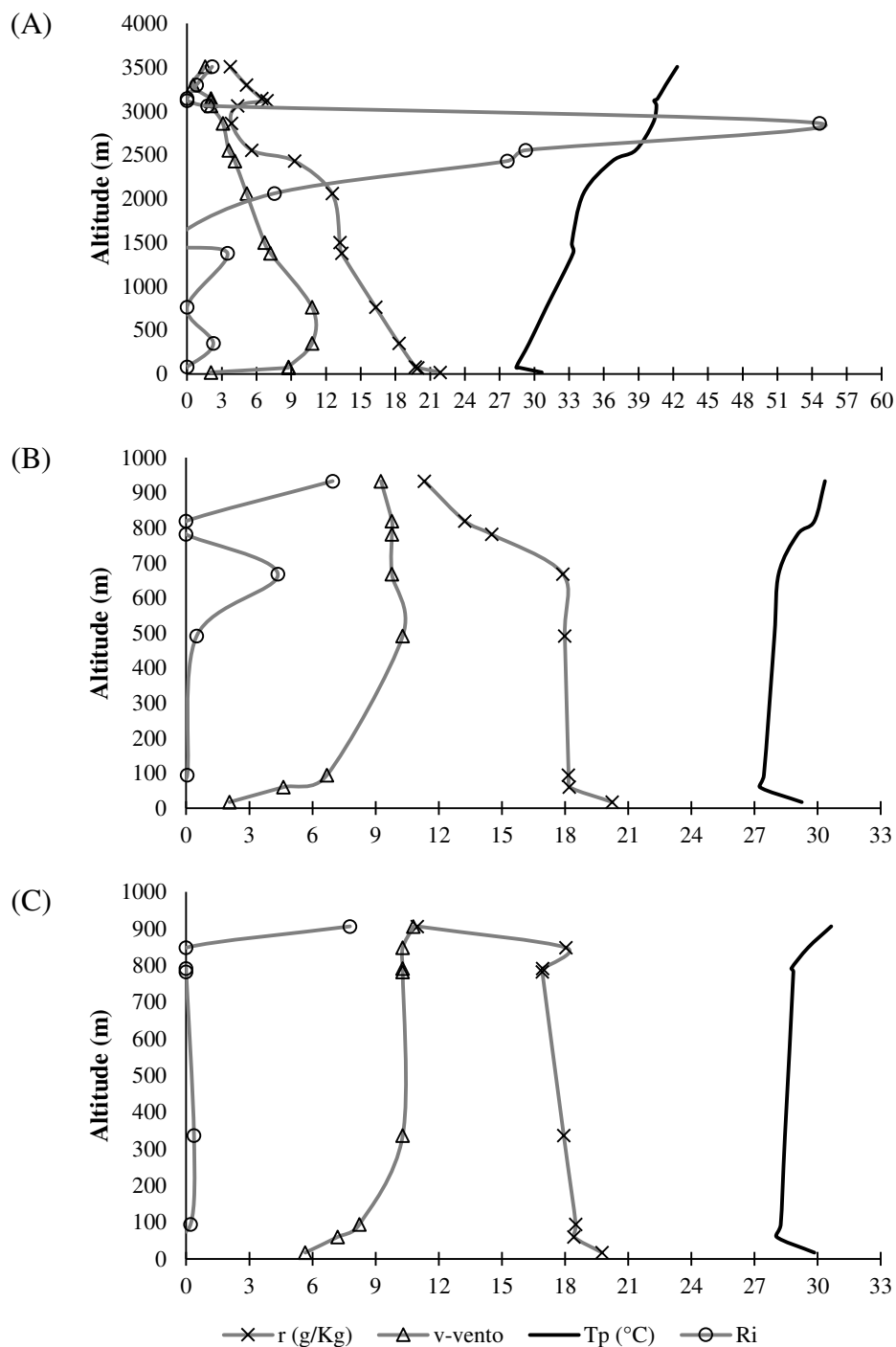
A Figura 39 apresenta os dias em que as várias profundidades da CLN foram obtidas na RMM. Pelo método do perfil, analisando-se a temperatura potencial, a altura da CLU varia bruscamente nos três dias selecionados, tendo valor máximo (mínimo) de 1376 m (780m) no dia de IICU1<sub>x</sub> (dias IICU1<sub>n,0</sub>). Este fato corrobora com os resultados de Fish et al. (2004) e Martin et al. (2010), que afirmam que a CLP na Amazônia pode ultrapassar 1000m e com Marques Filho (2013) de que as maiores alturas de CLP são encontradas na área urbana.

Souza (2012), simulando o efeito da ICU em Belém (PA) verificou que a CLP é mais profunda em cenários de intensa urbanização, atingindo altura superior a 2200 m. De acordo com o autor, esta maior espessura da camada mais superficial reflete de forma direta a influência do crescimento urbano e do maior aquecimento da área urbana devido aos maiores valores de fluxos antropogênicos, mostrando que as modificações no BES em área urbana apresenta influência direta sobre a CLP.

Percebe-se que nos perfis analisados que na mesma altura em que há um aumento da temperatura potencial, também há um forte cisalhamento do vento e a razão de mistura cai bruscamente. Percebe-se que a variabilidade vertical dos elementos meteorológicos analisados

são bastante semelhantes nos dias de mínimo e nulo IICU1. Já no dia em que o IICU1 foi máximo esses elementos variam muito ao longo do perfil da atmosfera.

**Figura 39 - Exemplos de profundidades da CLN obtidas para valores extremos e nulo de IICU1**



Legenda: IICU<sub>x</sub> (A), IICU<sub>n</sub> (B), IICU<sub>0</sub> (C)

Fonte: a autora (2016)



Percebe-se que no dia de IICU1x há uma diminuição brusca da razão de mistura, o mesmo observado por Civerolo et al. (2007) ao analisarem o perfil desta variável na ICU de Nova Iorque.

Se baseando no número de Richardson, percebe-se que facilmente se define o topo da CLU como 491 e 848m nos dias de IICU1n e IICU1<sub>0</sub>, entretanto para o dia de máxima IICU este índice apresenta alta variabilidade e valores elevados desde o primeiro momento da sondagem, se tornando difícil indicar, de acordo com este parâmetro, a altura da CLU, na data analisada.

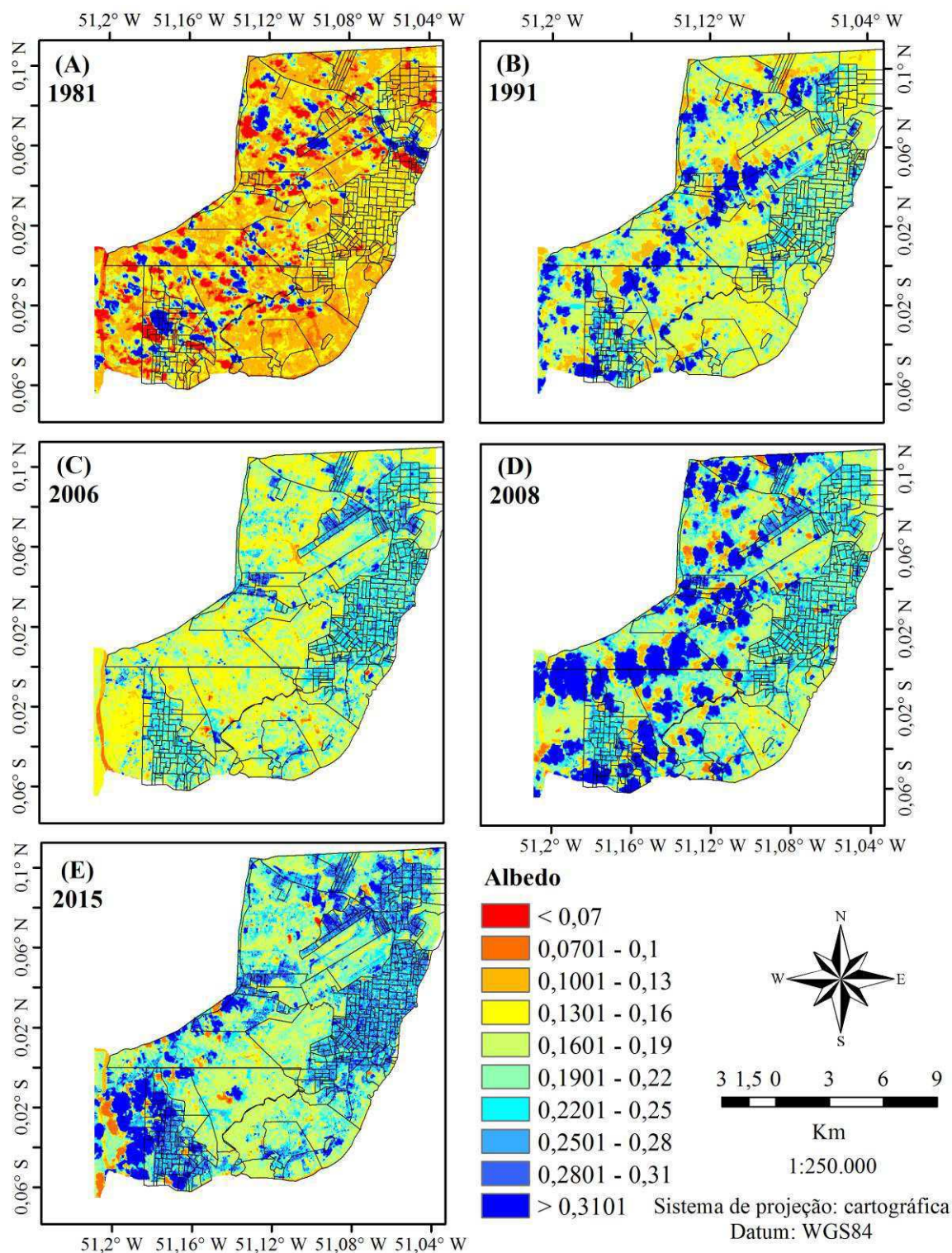
Com os dados em altitude, foi possível verificar que em noite de intensa ICU a CLN apresenta maior altura e as propriedades, como razão de mistura e velocidade do vento, diminuem bruscamente na camada mais próxima à superfície.

#### 4.6 ALBEDO DA SUPERFÍCIE

Os valores de albedo indicam o quanto a superfície reflete, sendo importante no cálculo do saldo de radiação. Segundo USEPA (2011) grande parte da energia do Sol é encontrada em comprimentos de onda no espectro visível, assim como, a reflectância solar está correlacionada com a cor dos materiais. Superfícies mais escuras tendem a ter valores de albedo mais baixos do que as superfícies mais claras. Deste modo, ressalta-se a importância das propriedades de materiais urbanos, em particular reflectância solar, emissividade e capacidade térmica, na influência do desenvolvimento de ICU.

Na imagem de 1986 (Figura 40A), os valores mínimos de albedo na superfície variaram de 0,02 a 0,07, representando a sombra de nuvens em superfície. Valores de albedo próximos a 0,1 foram observados em áreas que contêm água, ou seja, um tipo de superfície que absorve quase a totalidade de energia solar incidente, condizente com os valores encontrados por Fausto et al. (2014) no rio Cuiabá, MT. Observa-se que os valores de 0,1 a 0,2 se distribuiu sobre quase toda a região de terra firme, havendo concentração de valores mais altos (> 0,13) em áreas antropizadas. Nesta imagem é importante evidenciar foram encontrados valores acima de 0,4 e que eles correspondem às nuvens, que são perceptíveis pelo seu formato.

**Figura 40 – Cartas de albedo na RMM**



Legenda: 1986 (A), 1991 (B), 2006 (C), 2008 (D) e 2015 (E)

Fonte: a autora (2016).

De acordo com Moreira, Nóbrega e Silva (2011) os materiais urbanos que apresentam os maiores valores de albedo correspondem materiais como concretos (0,10 a 0,35); edificações de cor branca (0,50 a 0,90) e os telhados de alta refletividade (normalmente de folha de amianto)

variam entre 0,60 a 0,70. Apesar de absorverem menos energia, esses materiais possuem propriedades de absorção térmica fazendo com que a energia fique armazenada e contribua para o aumento das temperaturas.

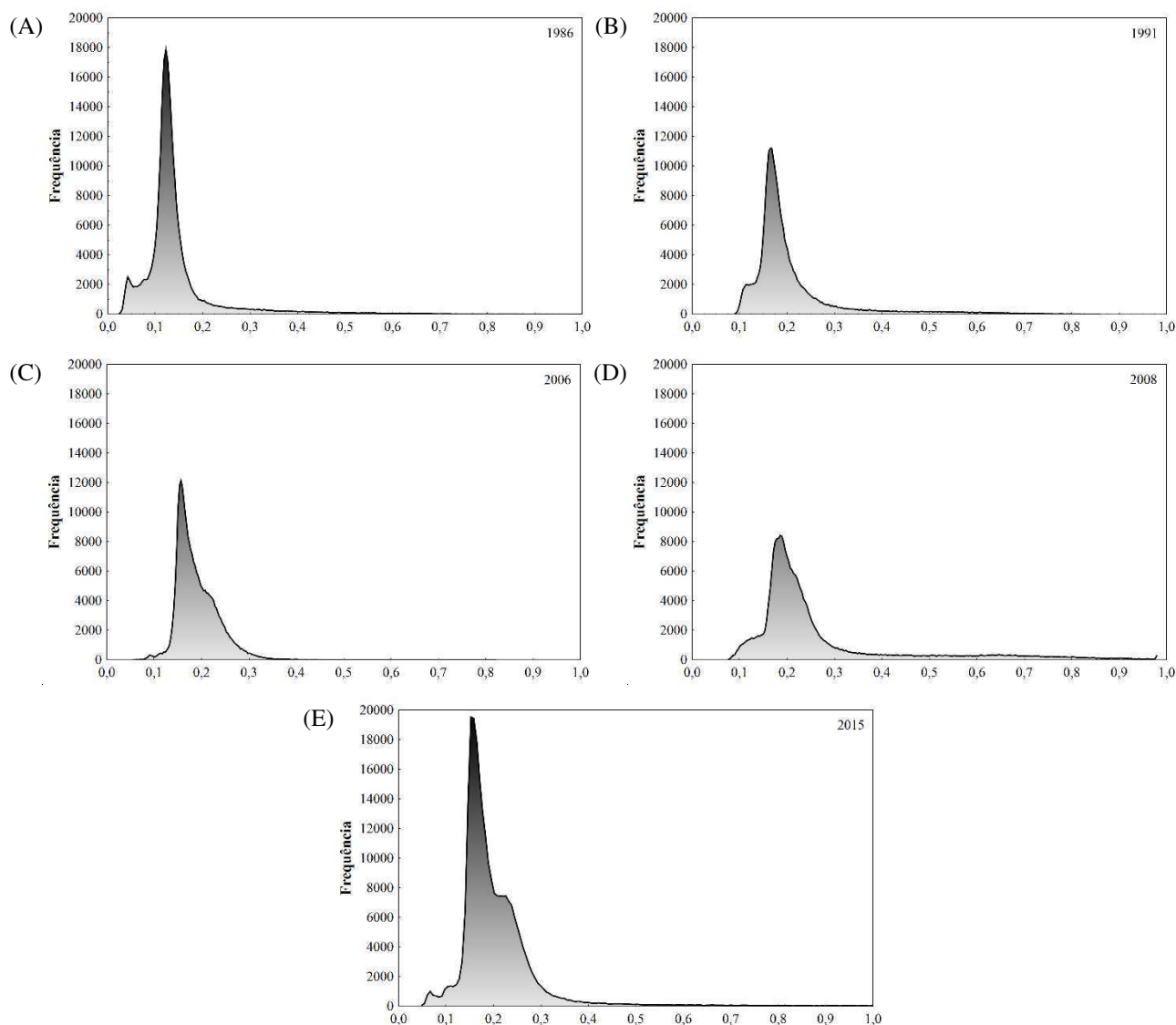
Examinando-se a Figura 40B, ano de 1991, pode-se notar que os valores são heterogêneos na área em estudo, diferente da carta anterior. Evidencia-se valores entre 0,2 e 0,3, em áreas urbanas da RMM, áreas com construções e malha urbana em crescimento e áreas com solo exposto. A região de vegetação situada no centro da RMM, entre os dois municípios, apresenta valores entre 0,13 e 0,22, condizendo com os dados calculados por Liberato (2011) que, obteve albedo de 0,11 em floresta Amazônica e 0,13 em áreas de pastagem próximo de Ji-Paraná-RO.

A Figura 40C revela que os valores mínimos de albedo em 2006, que teve valor mínimo de 0,05 corresponde às sombras de nuvens e valores próximos a 0,1 no rio Matapi, situado no limite esquerdo da área em estudo. Nesta imagem, uma área maior foi encontrada com valores entre 0,22 e 0,28, que compreende a área urbanizada da RMM e em que a vegetação foi retirada. Observam-se que em 2006 Destacando-se o valor 0,311 (0,056°N; 51,073°W) na malha urbana de Macapá e 0,203 (0,014°S; 51,178° W) na malha urbana de Santana.

Já na carta de 2008 (Figura 40D) a área urbana apresenta aproximadamente os mesmos valores de albedo observados na carta anterior. Entretanto apesar da grande influência da nebulosidade (acima de 50%) percebe-se que o rio Matapi se destaca com os valores baixos (0,13 – 0,16) na carta. Em 2015 (Figura 40E) registraram-se valores mais altos nas malhas urbanas da RMM, com valores variando entre 0,3 e 0,4, e as regiões com valores acima de 0,4 passaram a não corresponder somente as áreas com nuvens. Destaca-se os valores de albedo elevados na região norte e oeste da área em estudo, áreas que se encontram em atual desenvolvimento antrópico, onde a vegetação vem sendo substituída por empreendimentos imobiliários.

Conforme se observa na Figura 41, os valores de albedo se ajustam a uma função gaussiana. Em 1986 (Figura 41A) constatou-se que o albedo varia entre 0,02 e 0,99, com média e moda 0,15 e 0,12, respectivamente. Seis anos mais tarde, em 1991 (Figura 41B), os valores de albedo calculados oscilaram entre 0,09 e 0,86, tendo valor médio de 0,21 e moda de 0,17. Deste modo, evidencia-se que o valor modal teve um leve aumento, provavelmente devido a presença de uma maior malha urbana na área em estudo.

**Figura 41 – Histogramas de albedo na RMM**



Fonte: a autora (2016).

Já no ano de 2006 (Figura 41C) constatou-se que a média dos valores de albedo foi de 0,19 e valor modal corresponde a 0,16, de valores que variaram entre 0,05 e 0,82. Notou-se que os valores de albedo encontrados na imagem referente ao ano de 1986 foram menores em relação ao de 2006, devido provavelmente à maior quantidade de vegetação, que possui baixa refletividade. O ano 2008 (Figura 41D) apresentou valores de albedo entre 0,08 e 0,97, média de 0,27 e moda de 0,19. Em 2015 (Figura 41E) os valores de albedo apresentaram-se bem mais altos que os anos anteriores, compreendendo também uma área maior da região, com máximo de 1,0, média de 0,21 e moda de 0,15.

Desta forma ficou claro que os valores de albedo diminuem nas proximidades dos centros das duas cidades localizadas na RMM: Macapá, no centro leste; e, Santana, no noroeste, além de ficar evidenciado valores de albedo característicos das áreas urbanas no distrito da Fazendinha. Esses

valores são esperados, dado que as superfícies urbanas absorvem mais radiação, especialmente nas áreas com maior porcentagem de asfalto e telhado, onde os valores do albedo estão entre 0,3 e 0,4, já as áreas localizadas na periferia da malha urbana apresentam valores de albedo um pouco menores, entre 0,1 e 0,15, chegando até 0,2 fora da mancha urbana.

Os maiores valores do albedo na cenas em estudo foram encontrados nas áreas onde há o predomínio de superfícies compostas por concreto, sobretudo nos centros urbanos onde os materiais utilizados na construção civil, como edificações de cor branca e telhado de folhas de amianto, refletem a maior parte da radiação incidente tornando altos os valores de albedo, fato que corrobora com os resultados obtidos por Moreira, Nóbrega e Silva (2011).

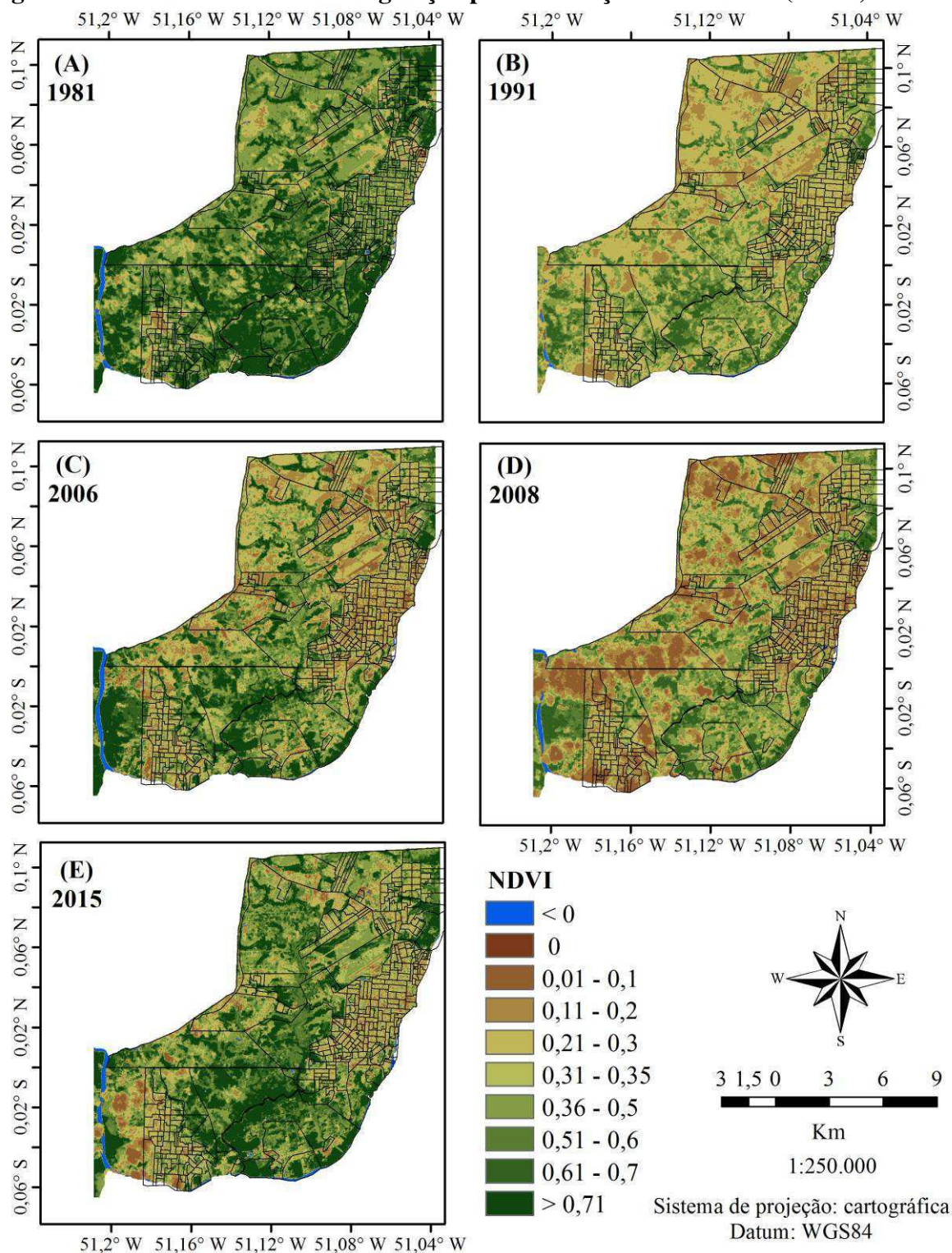
Delgado et al. (2012) utilizaram dados de albedo do sensor TM em três bandas espectrais para avaliar a região de Rio Branco (AC), na Amazônia Legal no período de 20 anos. Os valores de albedo obtidos a partir do espectro de onda curta na área urbana apresentaram valores de aproximadamente 0,14, e nas áreas cobertas por floresta e cultivos atingiram valores de cerca de 0,18. Valores típicos em áreas urbanas sem cobertura de neve variam entre 0,09 e 0,45 (Taha, 1997) e nas áreas rurais entre 0,12 a 0,24 (Krayenhoff e Voogt, 2010; Tartari et al., 2015). Portanto, os valores de albedo encontrados na literatura corroboram com os resultados encontrados neste estudo.

#### 4.7 ÍNDICE DE VEGETAÇÃO POR DIFERENÇA NORMALIZADA

Os índices de vegetação, dentre outras funções, ressaltam a variabilidade espectral da vegetação em relação ao solo e outros alvos da superfície terrestre, além de serem amplamente utilizados para estudar a resposta dinâmica da vegetação às alterações climáticas em termos de precipitação e temperatura (JIANG et al., 2016). O NDVI é um indicador da biomassa e varia de -1 a 1, no entanto, sendo os valores negativos referentes à áreas de corpos hídricos. Conforme explicam Rosembach et al. (2010), os valores mais baixos correspondem a alvos urbanos, como área construída e solo exposto. Vale ressaltar que esse índice é muito susceptível às chuvas (KUMAR et al., 2016). Neste trabalho, o NDVI foi utilizado para se avaliar a dinâmica do uso do solo na RMM.

Analisando temporalmente a Figura 42, vê-se que o NDVI vem diminuindo na RMM. Levando-se em conta as imagens de 1991, 2006 e 2008, percebe-se que o NDVI do centro de Macapá passou da classe 0,2-0,35 (1991) para índices próximos a zero e em alguns pixels apresentou inferiores a zero em 2008, representando as áreas alagadas que existem no interior do perímetro urbano da RMM.

**Figura 42 – Cartas de Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) na RMM**



Fonte: a autora (2016).

A área urbanizada da RMM em 1986 é notavelmente menor quando comparada com os demais anos, enquanto que a área com vegetação diminui ao longo do período analisado. Entretanto, ressalta-se que em 1986 foi a única imagem a ser obtida no período chuvoso, em

que houve chuva de 55 mm nos 10 dias antecedentes a imagem na cidade (estação SBMQ e FAZ), levando a um aumento do NDVI nesta. Nas demais datas (1991, 2006, 2008 e 2015) não houve chuva no dia e nem nos dias anteriores.

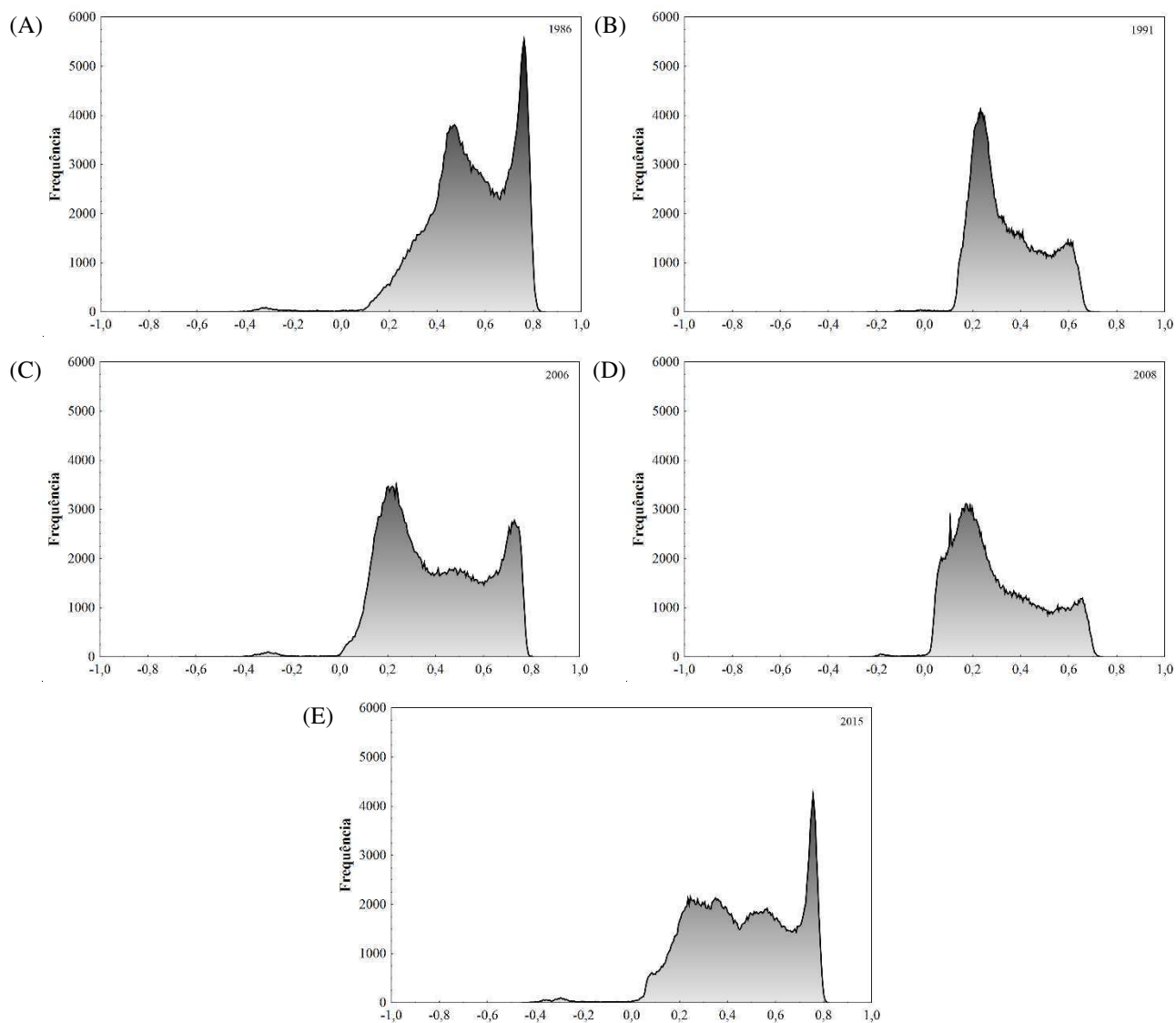
Delgado et al. (2012) em seus 20 anos de estudo em Rio Branco (AC), verificaram que o valor do NDVI variou entre 0,67 (1990) e 0,45 (2010). Assim, vê-se que na RMM a urbanização já se encontra em processo de maior expansão devido aos menores valores de NDVI na área urbana quando comparados com a capital do Acre. Por conta do aumento das áreas antropizadas ao longo dos anos, este índice diminuiu entre 1991 e 2015.

Em 2015 (Figura 42E) os valores de NDVI observados no centro da RMM variaram entre 0 e 0,5, tendo-se um aumento da extensão das áreas com NDVI elevado, principalmente comparando-se com 1991. Este fato pode ser devido à mudança de sensor utilizado pelo satélite LANDSAT 8. Este resultado pode ser explicado pelo fato de as imagens OLI (16 bits) possuírem resolução radiométrica substancialmente superior ao TM (8 bits); e, outra, de ordem ambiental, já que nos dias anteriores a passagem choveu 26,4 mm no sul e oeste da RMM.

Observa-se que ao longo dos anos a área entre os dois municípios da RMM, onde se localiza o distrito da Fazendinha, foi diminuindo o valor do NDVI. Este resultado pode estar associado à intensificação do uso e ocupação do espaço na região. Mathew et al. (2015) em Ahmedabad, na Índia, usando imagens LANDSAT e MODIS encontraram valores de NDVI, no período sem chuvas, que variam de -0,276 a 0,654, sendo os menores valores representando corpos hídricos e o centro da cidade e os maiores encontrados nas áreas periféricas da cidade com solo agrícola.

De acordo com os histogramas de frequência (Figura 43) percebe-se que nas imagens há pelo menos dois valores modais, indicando a presença de dois tipos de cobertura do solo predominantes. Em 1986 (Figura 43A) o NDVI na RMM variou entre -0,75 e 0,85, com média de 0,54 e valor modal de 0,76. Esses dados foram maiores do que nos anos seguintes e, o valor modal, apesar de ser um valor relativamente baixo, nota-se que é uma frequência alta comparada aos valores dos demais anos. O valor modal do NDVI, desconsiderando valores negativos, em 1991, 2006, 2008 e 2015, correspondeu a 0,23, 0,24, 0,17 e 0,76, respectivamente.

**Figura 43 – Histogramas do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) na RMM**



Fonte: a autora (2016).

As estimativas de NDVI da área de estudo estão de acordo com outros estudos desenvolvidos em regiões tropicais. Nascimento et al. (2014) encontraram valores de NDVI acima de 0,40 em áreas verdes, entre 0,01 e 0,30 em aglomerados urbanos, e valores próximos de zero em corpos hídricos em Mossoró (RN). Tartari et al. (2015), em estudo na bacia do rio Puruzinho (SW da Amazônia Brasileira), obtiveram valores de NDVI de 0,72 em área de floresta densa e valor de 0,39 em área urbana.



#### 4.8 ÍNDICE DE CONSTRUÇÃO POR DIFERENÇA NORMALIZADA

Como já era esperado, o cálculo do NDBI na RMM apresentou correlação inversa ao cálculo de NDVI, visto que os maiores valores se encontraram na parte leste, norte e sudoeste da área em estudo, onde se localizam o centro comercial de Macapá, a zona norte que se encontra em atual processo de urbanização e o município de Santana. Já os menores valores localizam-se em áreas com vegetação arbórea, os quais na malha urbana e no entorno que correspondem aos locais de praças e parques e áreas com vegetação natural.

O mapeamento das áreas construídas faz com que o NDBI represente uma ferramenta muito valiosa aos estudos de uso do solo, porém seu desempenho é afetado pela presença de alguns usos cuja refletância varia sazonalmente, tais como solos destinados à agricultura ou a implantação de novos loteamentos, que quando descobertos apresentam uma resposta espectral semelhante às áreas construídas (ZHA et al., 2003; PINHEIRO e LARANJEIRA, 2013).

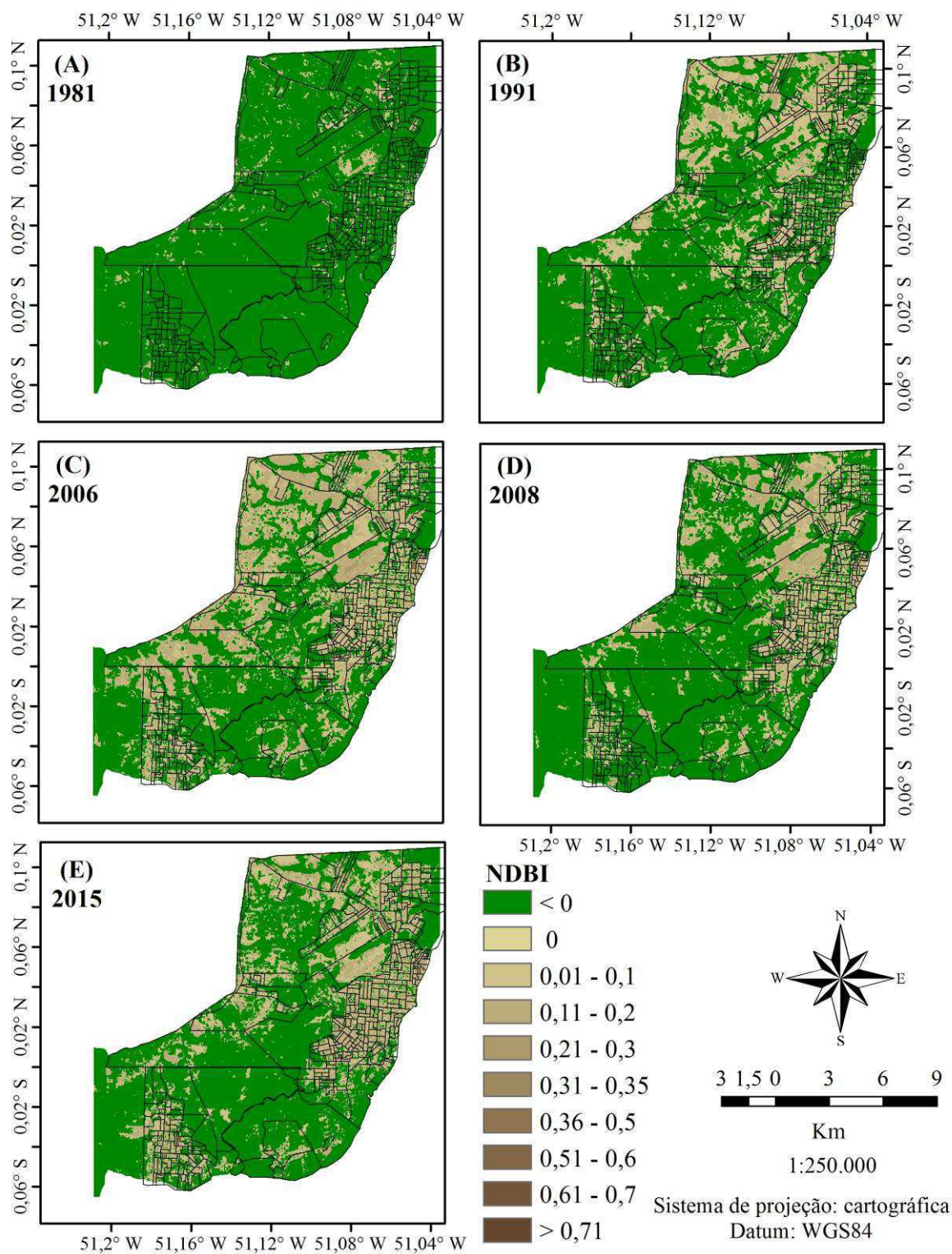
Esse fato pode ser observado na área rural do município, sobretudo nas porções norte e oeste da RMM, onde estão presentes áreas de solo descoberto para implantação de conjuntos residenciais, sem qualquer tipo de cobertura vegetal, fazendo com que essas áreas sejam representadas em tonalidades mais claras e valores positivos, semelhantes às áreas construídas da malha urbana.

As áreas de valores positivos de NDBI em 1986 (Figura 44A) é bem menor quando comparada com os demais anos, entretanto destaca-se a área construída do aeroporto (0,048°N, 51,07°W) da RMM. Neste ano os valores de NDBI variaram entre -1 e 0,28, indicando uma baixo grau de urbanização, haja vista que valores positivos totalizaram apenas 5% da área em estudo. Silva, Costa Junior e Lima (2014) analisando o NDBI em Natal (RN) observaram área com adensamento urbano apresentando valores de NDBI entre 0,18 e 0,44, e áreas com valores entre 0,45 e 0,72 que representam o mais alto nível de urbanização.

Em 1991 (Figura 44B) valores positivos de NDBI são observados ao sul do centro da RMM, uma maior área é observada na região do município de Santana e áreas construídas são detectadas no distrito da Fazendinha. Neste ano, os valores oscilaram entre -0,80 e 0,34, tendo-se um aumento da extensão das áreas com NDBI positivo, chegando a 30% da área em estudo. Entretanto, apesar da região oeste da área em estudo apresentar valores positivos, estes referem-se a solos com ausência de vegetação e não com construção. Li e Liu (2008) analisaram a variabilidade sazonal do NDBI na região metropolitana de Changsha-Zhuzhou-Xiangtan, localizada em Hunan (China), os autores verificaram que a amplitude dos valores NDBI para as quatro estações foram muito próximos, sendo são 0,396, 0,335, 0,302 e 0,309 para primavera,

verão, outono e inverno, respectivamente, concluindo que este índice varia pouco com a estação.

**Figura 44 – Cartas de Índice de Construção por Diferença Normalizada (NDBI) na RMM**

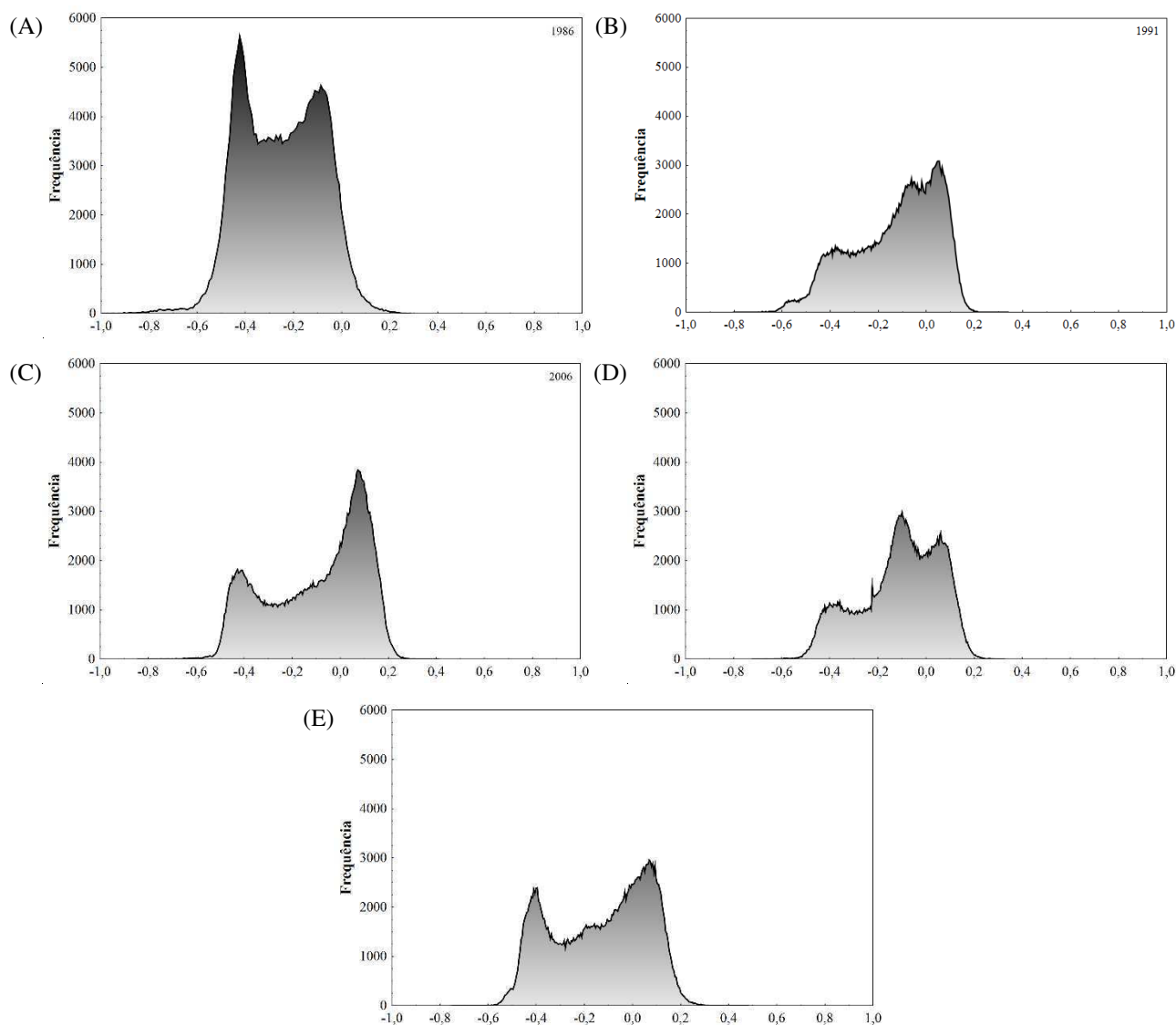


Fonte: a autora (2016).

Na Figura 44C, mostra os valores de NDBI em 2006, com valores de NDBI entre -0,85 e 0,41, e valores positivos totalizando 43% da área em estudo, mas a região oeste referem-se não apenas a solo com construção. Em 2008 (Figura 44D) e 2015 (Figura 44E) as malhas urbanas de Macapá e Santana foram bem caracterizadas pelo NDBI com valores positivos e superiores a 0,11 e com porcentagem de valores positivos de 30 e 33%, respectivamente. Já os valores máximos de NDBI foram 0,32 (2008) e 0,48 (2015).

De acordo com os histogramas de frequência (Figura 45) percebe-se que nas imagens os valores modais, apesar de positivos são próximos ao zero, revelando a baixa urbanização da RMM, que em sua grande parte ainda apresenta valores negativos de NDBI.

**Figura 45 – Histogramas do Índice de Construção por Diferença Normalizada (NDBI) na RMM**



Fonte: a autora (2016).

Valores semelhantes aos encontrados neste trabalho foram observados por Mathew et al. (2015) em Ahmedabad, na Índia, usando imagens LANDSAT e MODIS que encontraram valores de NDBI, no período sem chuvas, que variam de -0,49 a 0,45, sendo os valores mais elevados observados em áreas construídas de alta densidade, que inclui áreas comerciais, residenciais e industriais dentro da cidade e menores valores NDBI em campos agrícolas e corpos de água.

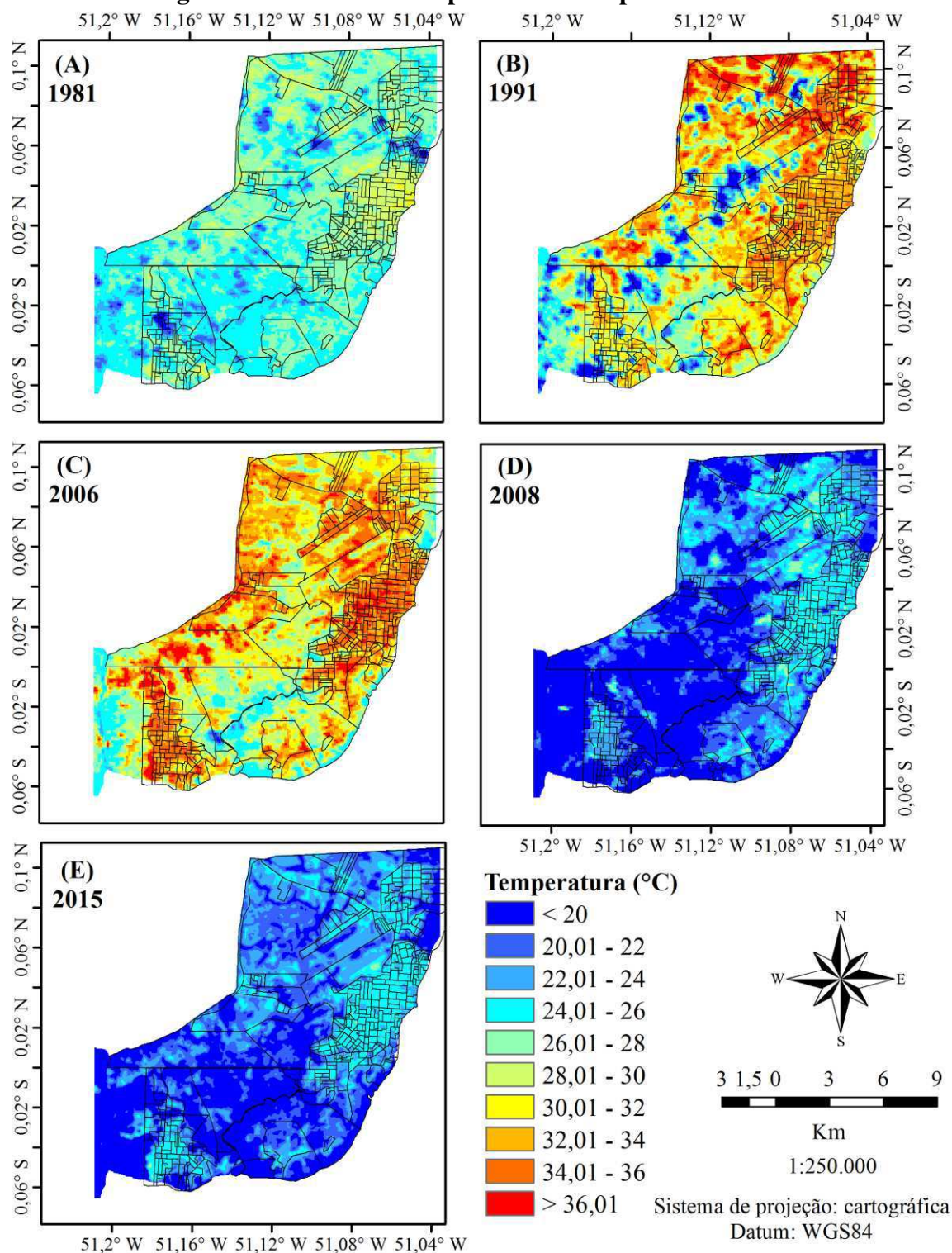
#### 4.9 TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE

A mudança na cobertura do solo com a substituição das áreas verdes por pastos, agricultura ou construções aumentam a temperatura da superfície. A variabilidade espacial dessa variável pode ser observado nas cartas de temperatura (Figura 46). Nas cinco imagens capturadas pelos satélites LANDSAT 5 e 8, as áreas com cores como amarelo, laranja e vermelho indicam um nível maior de temperatura, correspondentes a regiões com menor índice de vegetação, se comparado com as cartas de NDVI anteriores, e onde há uma densa malha urbana.

As datas das imagens correspondem ao período seco, com exceção do ano de 1986, que foi em julho. Isso facilitou a comparação entre as cartas de temperatura, excetuando-se o ano de 2006, que sofreu mudanças consideráveis aparentemente por motivos específicos. Nota-se indícios de ICUS na análise espacial da carta de temperatura do ano de 2006, onde valores altos desta variável são encontrados nas áreas com ocupação mais intensa, diminuindo conforme se observa áreas mais periféricas da região. Nas imagens, existe o crescimento da malha de ocupação do solo e diminuição do índice de vegetação, contribuindo assim para o aumento da temperatura nesses centros urbanos que emergiram. Entretanto, as temperaturas nesse ano são significativamente maiores com relação aos anos seguintes, devendo-se considerar então a possibilidade do fenômeno El Niño ter influenciado o aumento das temperaturas.

Na Figura 46A, valores altos de temperatura de superfície ( $>35^{\circ}\text{C}$ ) se concentram na área urbanizada da RMM, compreendendo uma área quase insignificante na malha urbana de Macapá e na área urbana de Santana ( $32^{\circ}\text{C}$ ), mas já configura uma discreta, mas intensa ICUS com núcleo nos dois centros urbanos da RMM. As áreas com menores valores correspondem as áreas de ressaca, conforme foi mostrado na Figura 1, áreas de nuvens e a Área de Proteção Ambiental da Fazendinha (APA-Fazendinha) que se situa nas coordenadas  $0,051^{\circ}\text{S}$  e  $51, 13^{\circ}\text{W}$  e que apresentou valor de  $23^{\circ}\text{C}$ .

**Figura 46 – Cartas de temperatura em superfície na RMM**



Legenda: 1986 (A), 1991 (B), 2006 (C), 2008 (D) e 2015 (E)

Fonte: a autora (2016).

Em 1991 houve um aumento nas temperaturas da superfície, em relação a 1986, porém esta análise temporal pode ser comprometida já que ao contrário de 1986, no dia da captura da imagem não houve chuva, o que favorece a observação de temperaturas elevadas. Em 1991 as

áreas com temperaturas mais amenas compreendem as áreas alagadas e a APA-Fazendinha que apresentou valor de 23°C; já o centro urbano de Macapá (Santana) apresentou valor 32,2°C (28,9°C). Em 2006 há mais áreas com ocupação humana e com maiores temperaturas, como o centro urbano de Santana com 36,02°C e sua área de porto com 37,67°C.

Nas cartas seguintes, Figura 46D e Figura 46E, as temperaturas de superfície diminuíram, mas é possível observar valores entre 25°C e 30°C nos centros urbanos, e de 20°C a 25°C no seu entorno, caracterizando ICUS. As áreas com menores temperaturas referem-se aos corpos hídricos presentes na RMM. Estes dados revelam a intensificação da ICUS ao longo do tempo, bem como pode-se observar uma ICU no distrito da Fazendinha em 2008 com temperatura em torno de 30°C, apesar dos valores encontrados neste trabalho não serem elevados, como os encontrados por Moreira, Nóbrega, Silva (2011) em Recife (PE). Tartari et al (2015) também não verificaram diferença significativa nos valores de temperatura da superfície de área desmatada (23,7°C) e campos naturais (25,1°C), porém observaram diferença significativa entre área urbana 28,7% maior que na floresta densa (20,8°C). No perímetro urbano de Ilha Solteira (SP), Costa, Silva e Peres (2010), usando uma imagem de dezembro de 2003 do LANDSAT 5, verificaram no perímetro urbano diferenças de temperatura de 24°C entre o centro e a área mais afastada e com presença de vegetação. Cabe destacar que a cidade possui alto grau de urbanização e uso e ocupação do solo antrópicos, o que ainda não é observado na RMM, por isso os valores deste trabalho ainda são mais amenos que os encontrados pelos autores.

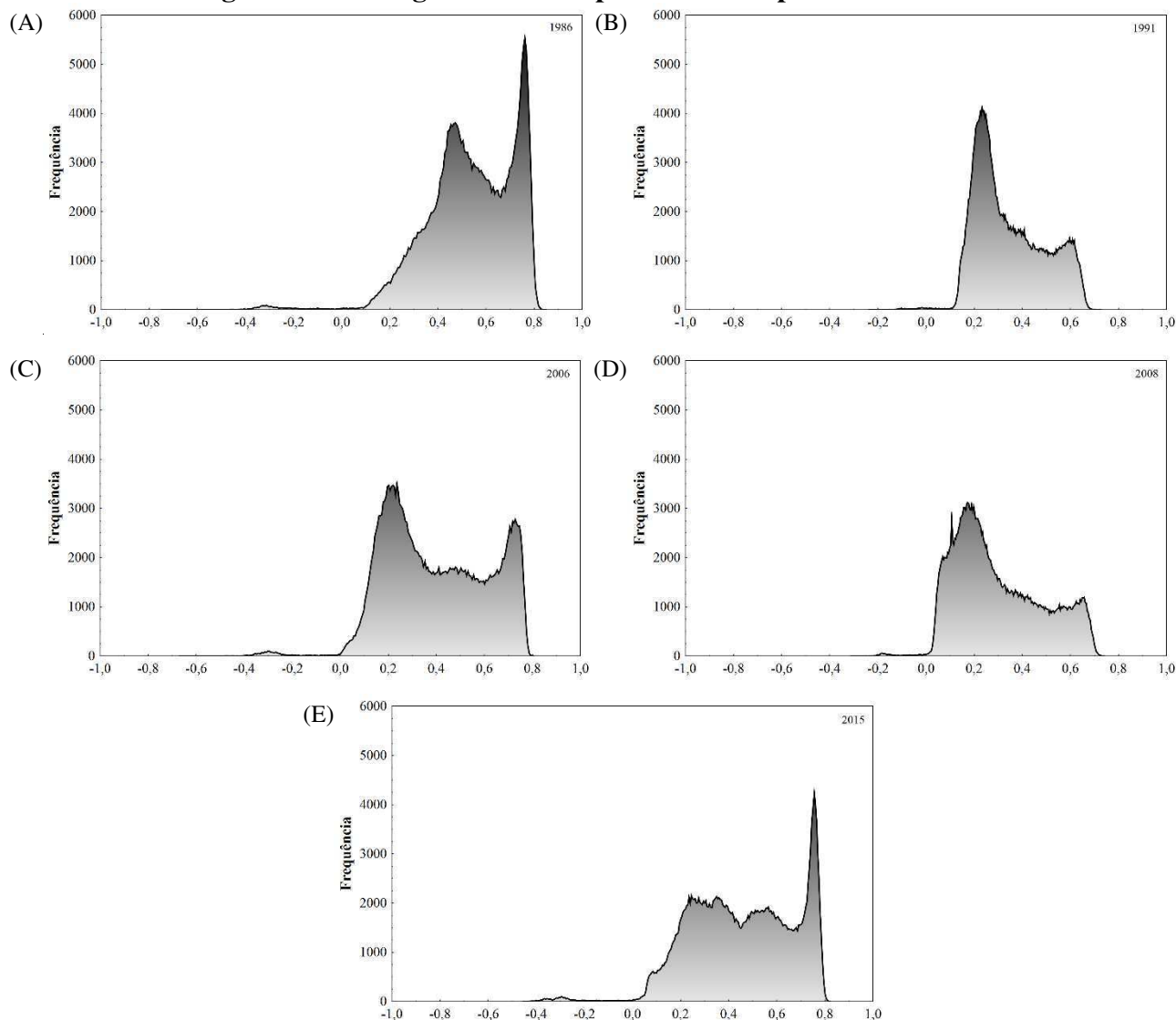
Como pode-se observar nas imagens da Figura 46, a área da APA-Fazendinha tende a proporcionar uma ilha de frescor, sempre apresentando temperaturas inferiores à região do entorno (Distrito da Fazendinha e centro de Santana-AP). Resultados semelhantes foram observados por Oliveira et al. (2013) em Recife (PE) que verificaram que as áreas pouco arborizadas apresentaram maiores valores de temperatura do ar, enquanto que as menores temperaturas do ar foram observadas nos locais com maior porcentagem de arborização urbana.

Honorato e Andrade (2012) analisaram a temperatura em superfície em Aquidauana (MS) em dois períodos de transição (inverno/primavera e primavera/verão) e verificaram a presença de ICUS em áreas densamente ocupadas, com todas as ruas pavimentadas e com vegetação rarefeita que associado ao intenso processo de uso e ocupação do solo, apresentaram os maiores valores de temperatura nos dois períodos analisados, com diferença de 8°C no inverno/primavera e 6°C no período primavera/verão.

Na Figura 47 encontram-se os histogramas das temperaturas observadas na RMM. Observa-se que em 1986 a temperatura máxima foi 33,08°C e média de 23,44°C. Os valores

apresentaram uma moda que correspondeu a 26,16°C. Já em 2006, a moda de temperatura correspondeu a 23,68°C. Em 1991 (2006), a temperatura dos alvos variou entre 17,4 e 42,3°C (17,8 e 40,5°C), sendo que a área rural no entorno da cidade, com cobertura vegetal rasteira e mata nativa, se mostrou menos aquecida do que a área urbana, cuja temperatura ficou predominantemente acima de 30°C (30°C).

**Figura 47 – Histogramas de temperatura de superfície na RMM**



Fonte: a autora (2016).

Na Figura 47D, pode-se verificar que no ano de 2008 ocorreram temperaturas significativamente baixas, chegando a valores negativos, estes valores devem-se provavelmente às áreas correspondentes a nuvens, tendo a temperatura mais elevada valor de 28,47°C. Em 2015, a temperatura modal foi de 17,1°C, valor relativamente baixo para a região; entretanto, considerando-se a chuva ocorrida no periodo de captação da imagem, pode-se considerar que

este valor se deu devido à maior quantidade de áreas alagadas devido a chuva do dia anterior e ao maior espelho d'água dos rios permanentes nesta época do ano. Em Recife, Moreira et al. (2011) encontraram valores de temperatura da superfície de corpos hídricos no valor de 19°C, próximo ao valor encontrado em 2015 neste trabalho.

Os índices de albedo, NDVI e NDBI influenciaram as cartas de temperatura, já que nas áreas onde os índices de albedo foram mais elevados, as temperaturas foram maiores; já para as de NDVI (NDBI) mais elevados (baixos), as temperaturas diminuíram. A diminuição da vegetação arbórea, a impermeabilização do solo com a utilização de concreto e asfalto, o aumento do número de construções e a canalização dos leitos de água, são fatores que contribuem significativamente para o fenômeno ICU. Estes fatores, agregados ao elevado número de veículos automotivos e outras fontes poluidoras, são responsáveis pelo aumento dos poluentes encontrados na atmosfera que, segundo Honorato e Andrade (2012), aumentam a superfície de absorção térmica na cidade.

#### 4.10 SALDO DE RADIAÇÃO

O saldo de radiação ( $R_n$ ) resulta no balanço entre os fluxos radiativos descendentes e ascendentes de onda curta e onda longa. Seus valores variam em função características da superfície, como uso e ocupação do solo, albedo, umidade e temperatura do solo. De acordo com Silva et al. (2005) o  $R_n$  exerce papel fundamental nos processos de troca de calor e massa na baixa troposfera, uma vez que constitui o principal responsável pelo aquecimento do solo, do ar e, sobremaneira, pela evapotranspiração da vegetação. O grande número de superfícies na cidade origina reflexões múltiplas entre os prédios, que alteram o balanço radiativo local, disponibilizando à superfície da cidade uma maior quantidade de energia a ser usada como fluxo de calor sensível.

As variações no  $R_n$  são fundamentais nos processos atmosféricos e terrestres alterando, por exemplo, a temperatura na superfície, o perfil da taxa vertical de aquecimento e a circulação atmosférica (SOUZA, SILVA e CEBALLOS, 2008). Vale lembrar que quantidade de energia que chega à superfície ( $R_{ni}$ ) é determinada pela radiação solar incidente e pela radiação atmosférica, porém, a energia armazenada no sistema (balanço de energia) é determinada pelo tipo de cobertura, variando com o coeficiente de refletividade, que é função da coloração e da rugosidade. Em sistemas vegetados a energia global que chega a superfície pode ser utilizada no aquecimento do ar (H), no aquecimento do solo (G), na evapotranspiração (LE), nos



processos de sínteses biológicas (fotossíntese, F), além do transporte lateral (advecção) de energia de/para outras regiões (FLE).

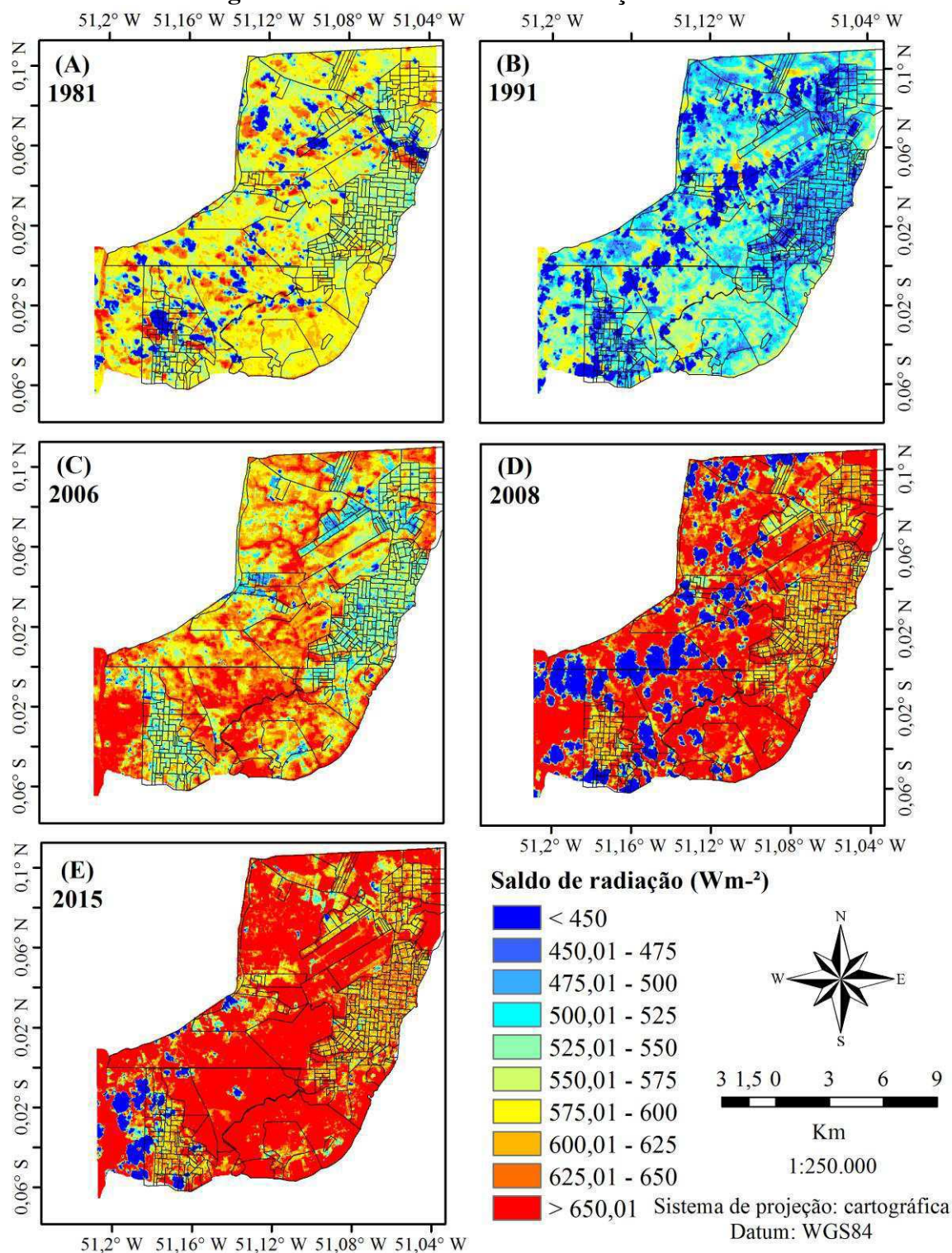
Os valores médios do saldo de radiação instantâneo (Rni) obtidos na área de estudo (Figura 48) variaram entre  $641,9 \text{ W.m}^{-2}$  (1991) e  $917,7 \text{ W.m}^{-2}$  (2008). Os valores mais elevados de Rni foram localizados nos corpos d'água, que apresentaram valores acima de  $600 \text{ W.m}^{-2}$ . Valores semelhantes para os corpos hídricos foram obtidos por Gusmão et al. (2012) na Ilha do Bananal (TO) que encontraram, para espelhos d'água, valores superiores a  $575 \text{ W.m}^{-2}$  e Tartari et al. (2015), no sudoeste da Amazônia, que obtiveram valores médio de  $595,5 \text{ W.m}^{-2}$ .

Os valores do Rni na APA-Fazendinha (representativa de áreas de vegetação nativa) variaram entre  $631 \text{ W.m}^{-2}$  (1991) e  $910,7 \text{ W.m}^{-2}$  (2008). Silva, B. B. et al. (2015) encontraram valores de Rni entre  $457,4$  e  $760,0 \text{ W.m}^{-2}$  ( $420$  e  $800 \text{ W.m}^{-2}$ ) nas áreas com mais cobertura vegetal (plantações de cana e eucalipto e áreas com vegetação de savana arborizado) nos meses com menor (maior) contraste térmico e radiativa. Vale ressaltar que a vegetação na APA-Fazendinha é predominantemente arbórea e por isso obteve valores superiores ao encontrados por Silva, B. B. et al (2015). Florestas densas absorvem mais radiação que áreas desmatadas e pastagens, corroborando com os resultados deste trabalho que se assemelham aos Liberato (2011), Silva, L. C. et al. (2015) e Tartari et al. (2015) obtidos em superfícies de floresta, pastagem e outros sistemas agrícolas na Amazônia.

Na malha urbana da RMM os valores encontrados do Rni foram, em média, menores que os observados na região do entorno, variando entre  $425 \text{ W.m}^{-2}$  (1991) e  $630 \text{ W.m}^{-2}$  (2008). Valores semelhantes aos encontrados neste tipo de cobertura do solo foram observados por Pace et al. (2008), Rodrigues et al. (2009), Gusmão et al. (2012) e Oliveira et al. (2015). Gusmão et al. (2012) ainda ressaltam que esses valores dependem de outros fatores, como estoque de umidade do solo, sazonalidade da radiação solar e interferência das chuvas locais.

Semelhante a Oliveira et al. (2015) neste trabalho o Rni apresentou menor magnitude em áreas urbanas ou solo exposto (Figuras 48 e 49) e, maior magnitude em áreas vegetadas e corpos hídricos. Cabe ressaltar que apesar de menor Rni na malha urbana da RMM, esta energia armazenada é usada principalmente nos fluxos de calor sensível, o que faz com que estas áreas apresentem maior temperatura em superfície (Figura 46).

**Figura 48 – Cartas de saldo de radiação na RMM**



Fonte: a autora (2016).

Em 1986, a média de Rni mostrou-se maior para todas as coberturas de solo, o que pode ser explicado pela baixa umidade relativa do ar média, além da água ainda presente no solo em função da chuva ocorrida no período anterior no dia da captura da imagem. Assim, havendo uma maior disponibilidade de água no solo significa maior transpiração e aumento desta

variável (GOMES, SANTOS e ALMEIDA, 2013), o que ocorre em função do uso de mais energia radiativa neste processo.

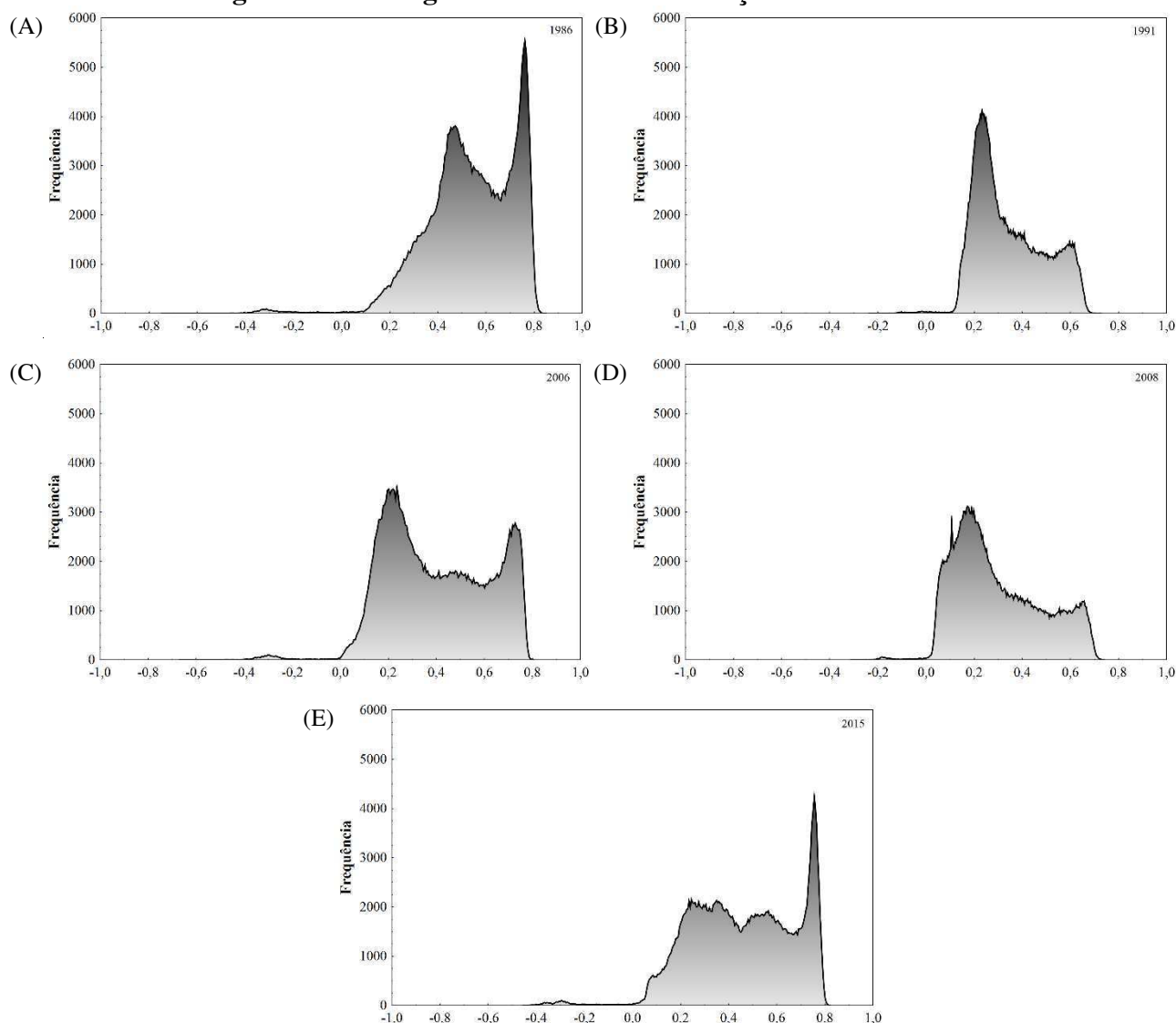
Em 1991 e 2008 o Rni apresentou uniformidade em toda a RMM. Na imagem do ano de 1991 os valores do Rni observados foram menores quando comparado à imagem de 2008, em que a classe de valores predominantes na cena ficaram em torno de 500 a 525 W m<sup>-2</sup>. Já para a imagem de 2008 houve uma maior espacialização de Rni com valores superiores 575 W m<sup>-2</sup>. De modo geral, pode-se atribuir a diminuição do (Rn) encontrado na cena de 2010, a mudança da cobertura do solo e a sazonalidade da radiação solar no momento da passagem do satélite sobre a área em estudo.

Analisando a variabilidade temporal das cartas de saldo de radiação, percebe-se que as áreas que apresentaram Rn baixo (como na malha urbana) coincidem com áreas em que o albedo foi alto. Isto ocorre porque áreas com maior albedo proporcionam uma maior reflexão da radiação solar incidente, o que acarreta uma redução significativa no Rni, conforme explica Andrade et al. (2010).

Na Figura 49 encontram-se representados os histogramas do Rni. Observa-se que em todos os anos analisados foram observados dois valores modais, indicando a presença de dois tipos de cobertura da superfície: vegetada, com maiores valores; e, áreas urbanas ou solo exposto apresentando os menores valores. A maior moda foi obtida em superfícies de áreas predominantemente de vegetação com valores de 881,7 W.m<sup>-2</sup> (1986), 641,9 W.m<sup>-2</sup> (1991), 775,2 W.m<sup>-2</sup> (2006), 917,3 W.m<sup>-2</sup> (2008) e 855,4 W.m<sup>-2</sup> (2015).

Percebe-se que com o passar do tempo a diferença da frequência entre as duas classes modais diminui, ou seja, a área de solo exposto vem aumentando, fato revelado pelo aumento de frequência da menor classe modal. Os valores negativos referem-se às nuvens que contam nas imagens.

**Figura 49 – Histogramas do saldo de radiação instantâneo na RMM**



Fonte: a autora (2016).

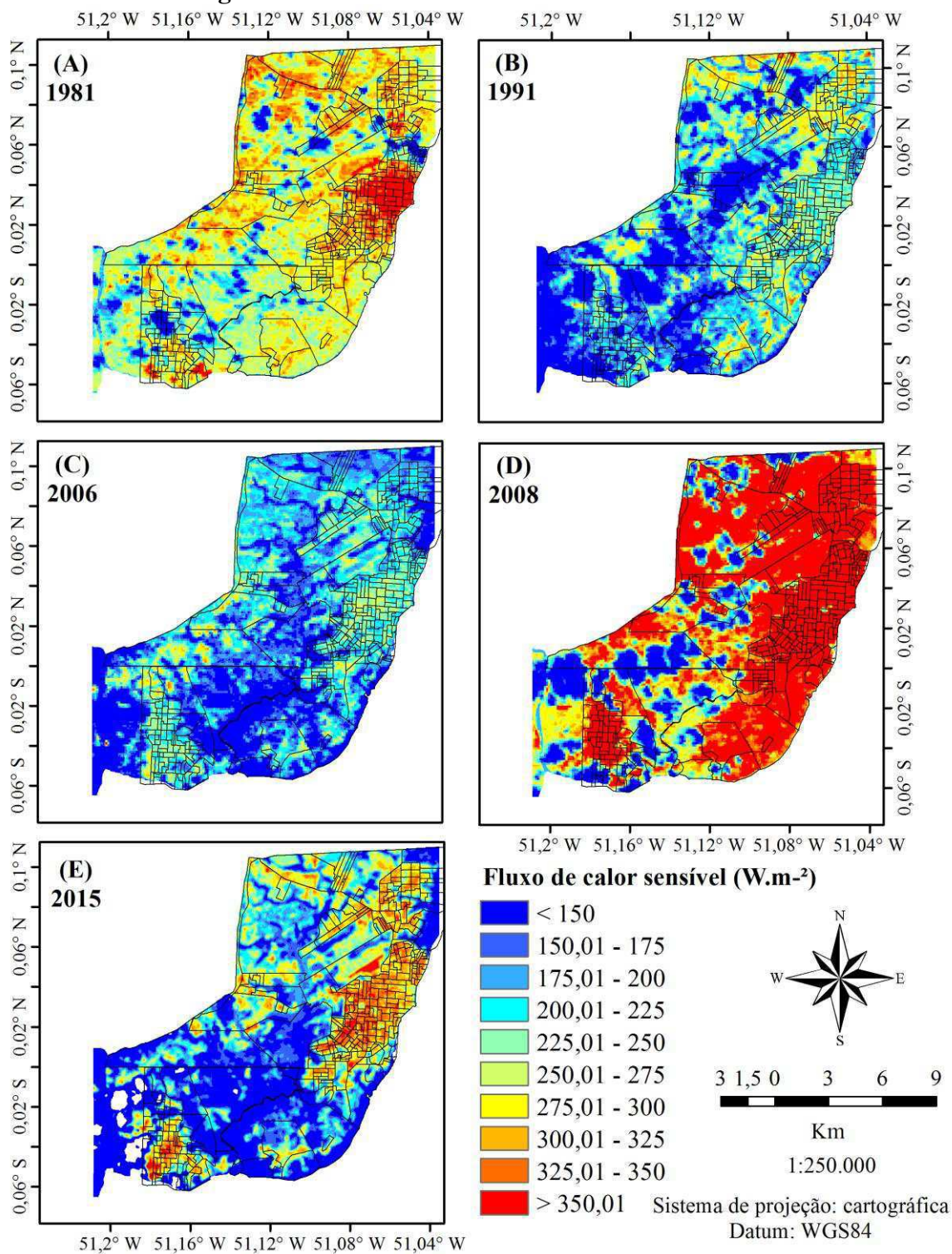
Os valores do Rni estimados na RMM por meio das imagens do satélite LANDSAT estão de acordo com os encontrados na literatura, em que os maiores valores foram encontrados nas superfícies naturais enquanto que os menores, em superfícies urbanas.

#### 4.11 FLUXO DE CALOR SENSÍVEL

Os valores de fluxo de calor sensível (H) encontrados para a área de estudo variaram de  $0 \text{ W.m}^{-2}$  a  $612,6 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 50). Nota-se que na RMM houve forte variabilidade espacial e temporal nos valores registrados H, a heterogeneidade da superfície em termos de uso e cobertura do solo justificam essa variação de H. Em áreas vegetadas, que ocupam boa parte da

região de estudo apresentaram valores de H menores quando comparados aos valores observados na malha urbana, que teve valor médios de  $507,8 \text{ W.m}^{-2}$ .

**Figura 50 – Cartas de fluxo de calor sensível na RMM**



Legenda: 1986 (A), 1991 (B), 2006 (C), 2008 (D) e 2015 (E)

Fonte: a autora (2016).

Estes resultados corroboram com os observados por Moreira, Nóbrega e Silva (2013), que observaram os maiores valores de H no dossel urbano com estimativas acima de  $350 \text{ W.m}^{-2}$  em 6 imagens do LANDSAT na cidade de Recife (PE). Araújo e Souza (2010), também em Recife, usando dados de saída do modelo BRAMS, observaram valores de H entre 350 e  $500 \text{ W.m}^{-2}$ , reforçando os valores encontrados neste trabalho na malha urbana da RMM.

Para área de floresta em Ji-Paraná (RO), Andrade et al. (2009) obtiveram valores médios de H de  $70 \text{ W.m}^{-2}$  e  $120 \text{ W.m}^{-2}$  para as estações úmida e seca, respectivamente. No entanto, para a área de transição Amazônia-Cerrado (Sinop, MT) os autores encontraram valores médios de H ao redor de  $170 \text{ W.m}^{-2}$  e  $150 \text{ W.m}^{-2}$  para as estações úmida e seca, respectivamente.

Ao se comprar as cartas de Rni (Figura 48) percebe-se que grande parte do saldo de radiação, sobre as malhas urbanas, é usada em forma de fluxo de calor sensível, cerca de 60%, enquanto que nas áreas vegetadas esta relação é menor, chegando a no máximo 30% do valor do Rni.

Em todas as imagens visualizam-se os três núcleos: região central de Macapá, centro de Santana e Distrito da Fazendinha; que apresentam valores de H superiores da região circundante. Destaca-se os valores de H no distrito de Fazendinha que em todas as imagens analisadas, apresentam valores semelhante às duas malhas urbanas da RMM, revelando que nesta região os materiais que cobrem a superfície possuem propriedades térmicas semelhante aos encontrados na área urbana.

No Distrito da Fazendinha os valores de H variaram entre 250 e  $350 \text{ W.m}^{-2}$ , valores semelhantes aos encontrados por Kato e Yamaguchi (2007) na área urbana central no Japão, onde se registraram H com imagens ASTER que entre 240 e  $290 \text{ W.m}^{-2}$ . Valores semelhantes também foram observados por Arraes, Andrade e Silva (2012) ao analisar regiões antropizadas nas adjacências do açude Orós (no sul do Estado do Ceará) com valores de H entre 140 e  $260 \text{ W.m}^{-2}$ .

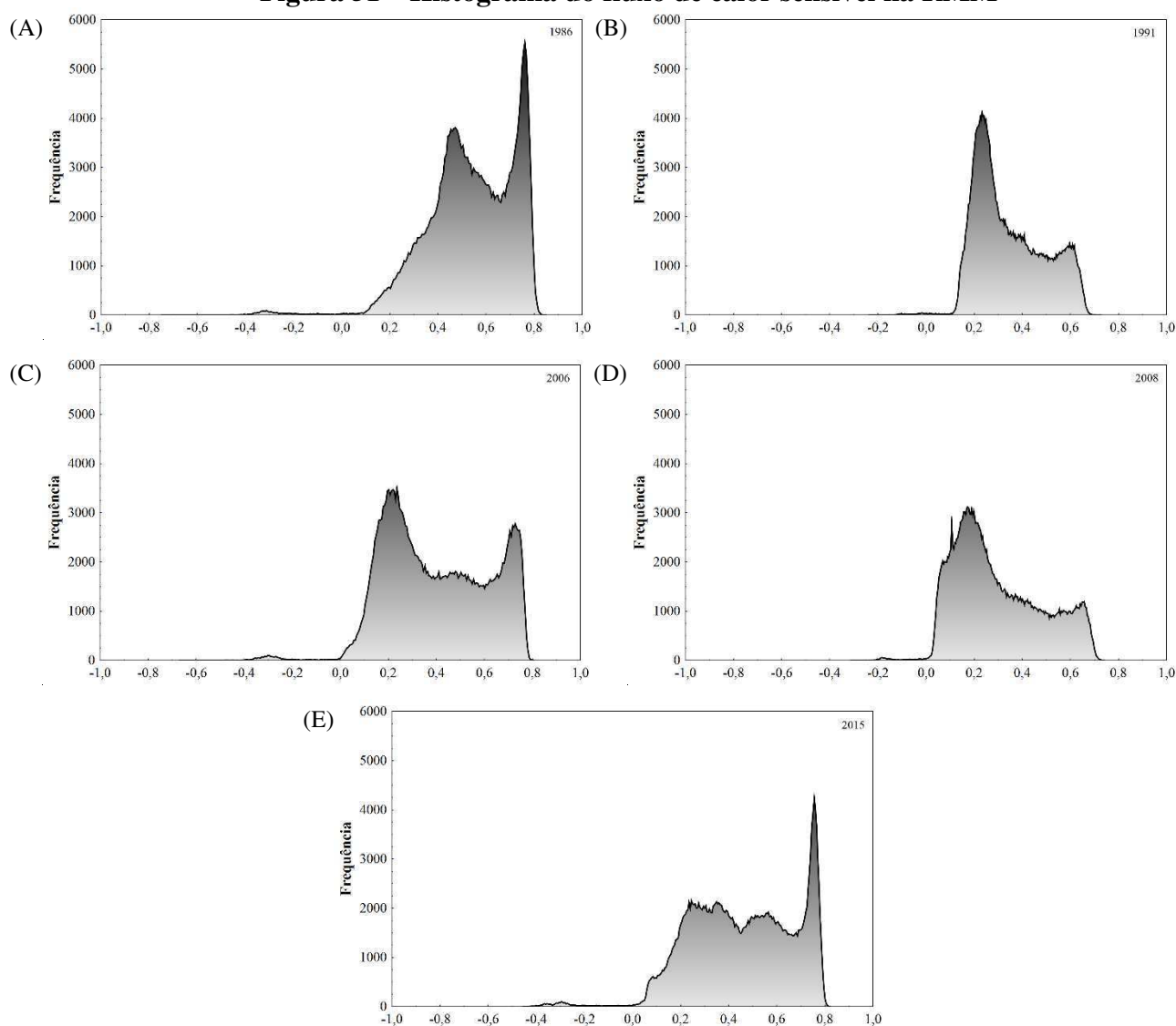
Na imagem do ano 2008 nota-se um marcante aumento dos valores de H em toda a área em relação as imagens anteriores. Em 2015 houve uma mudança no arranjo espacial dos valores em toda a cena e as áreas urbanizadas ficam mais evidentes, destacando-se a zona norte da RMM, aeroporto, o centro de Macapá, o distrito da Fazendinha e o centro da cidade de Santana, tocos com valores superiores a  $350 \text{ W.m}^{-2}$  indicando que nestas áreas há muita energia sendo empregada para aquecer o ar.

Na Figura 51 são apresentados os histogramas de frequência do fluxo de calor sensível. Os pixels cujos valores de H são negativos correspondem aos pixel cuja temperatura da superfície é inferior a temperatura do pixel frio (e correspondem a corpos de água) e os pixels

nos quais os valores de H foram superiores ao obtido no pixel quente correspondem aos pixels com temperatura da superfície superior a do pixel quente (SILVA e BEZERRA, 2006).

Analisando os histogramas, observa-se que em todas as imagens há duas classes modais em 1986, 2006 e 2015: a de menor valor de H, que representa as áreas vegetadas e corpos hídricos e a de maior valor, representando as áreas com superfície do solo coberta por materiais artificiais. Nas cartas de 1991 e 2008, os valores de H mostram-se relativamente bem destruídos uniformemente entre os valores 117,9 e 292,8  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  e 251,1 e 460,3  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ , respectivamente.

**Figura 51 – Histograma do fluxo de calor sensível na RMM**



Fonte: a autora (2016).

#### 4.12 ÍNDICES DE CONFORTO TÉRMICO

A ICU pode afetar o conforto térmico humano, o que pode influenciar a produtividade e morbidade humana (BALLINAS e BARRADAS, 2015).

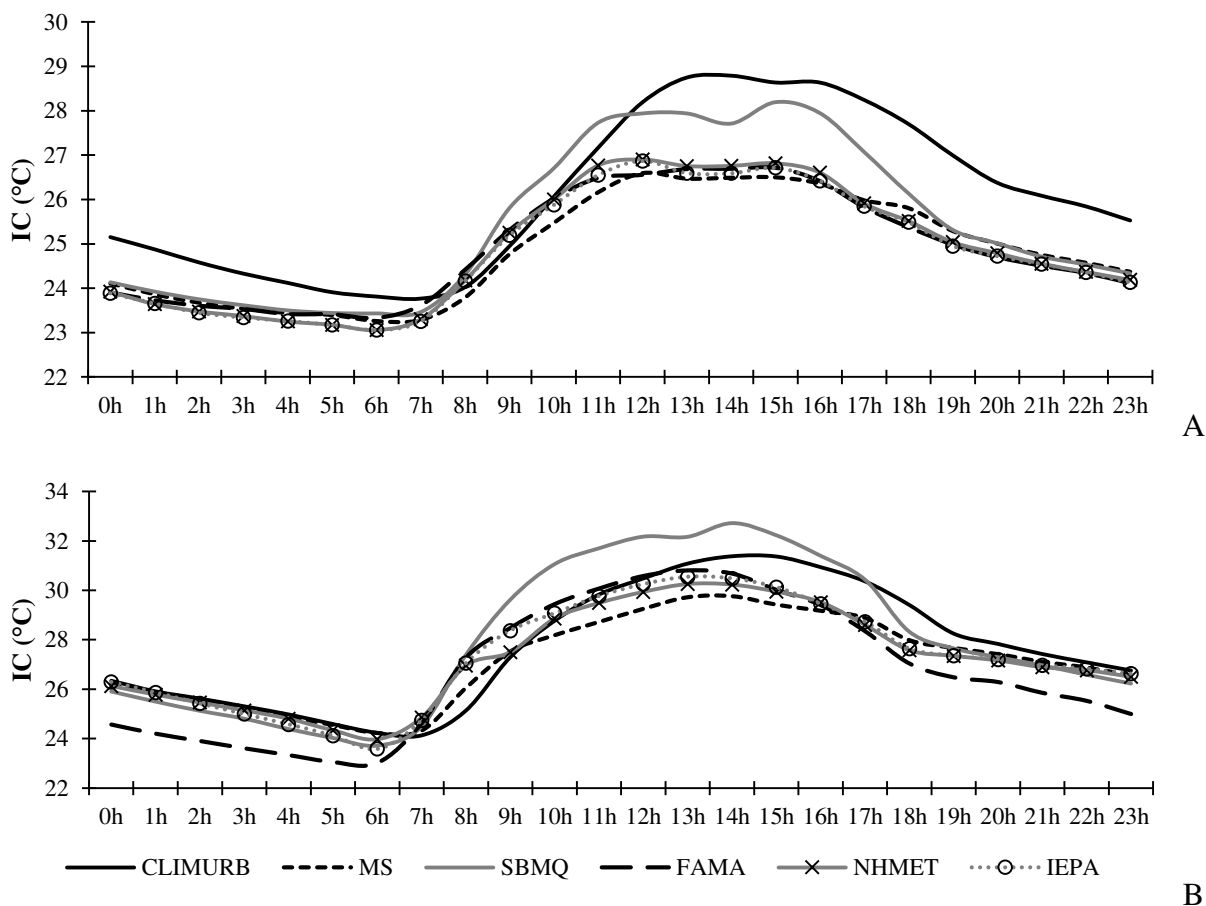
Na Figura 52 mostram-se as médias horárias dos valores de IC nos seis pontos considerados no período chuvoso e seco, o índice apresentou valores nas três faixas de conforto mais amenas “Não há alertas”, “Cautela” e “Cautela extrema”, sendo esta última faixa observada apenas no mês mais seco. Observa-se que os maiores valores de IC foram encontrados no período seco. Resultado semelhante foi obtido por Costa et al. (2013) em Belém (PA), Santarém (PA), Macapá (AP) e Manaus (AM), o que levaram os autores a concluir que o IC tende a ser mais afetado pelas interferências urbanas durante o período seco, pois na época chuvosa, acredita-se que a presença de sistemas meteorológicos de grande escala tende a homogeneizar as condições meteorológicas predominantes nestes locais.

No período chuvoso (Figura 52A) observa-se que os maiores (menores) valores foram observados entre 11 e 16HL (6 e 8HL). Observa-se também que os pontos situados no centro da RMM foram os que registraram os maiores valores de IC, através dos pontos CLIMURB e SBMQ, chegando a uma média de 28,8°C às 13 HL (CLIMURB). Entretanto o ponto MS, apesar de situar-se no centro da malha urbana apresentou valores amenos, mostrando o relevante papel da vegetação em amenizar o desconforto térmico nos centros urbanos. Estes resultados corroboram com os estudos de Müller, Kuttler e Barlag (2014) e Diniz Júnior et al. (2013) na Alemanha e em Santarém (PA), respectivamente.

Na Figura 52B estão expostos os valores médios horários de IC para o período seco. Percebe-se que em todos os pontos foram encontrados valores altos de IC, com médias próximas a 33°C às 14HL. Percebe-se também que os maiores valores de IC são encontrados na região central da cidade, visto que a área possui mais edificações, menos quantidade de vegetação, maior impermeabilização do solo e mais obstáculos para impedir a circulação do vento. Conforme explicam Costa et al. (2013), que concluíram que o IC tende a ser mais afetado pelas interferências urbanas durante o período seco, não ocorrendo o mesmo no período chuvoso.



**Figura 52 - Médias horárias de IC no mês chuvoso (A) e seco (B)**



Os valores mais baixos do IC na área menos urbanizada (FAMA, NHMET e IEPA) podem ser justificados pelo menor volume de construções, bem como a baixa circulação de veículos e pessoas, facilitando assim a passagem do vento e diminuindo o desconforto térmico da área. Steeneveld et al. (2011) relacionaram a IICU e conforto térmico em algumas cidades da Holanda e verificaram que quando a ICU se intensificava o índice de conforto (WBGT - Índice de Bulbo Úmido - Termômetro de Globo) apresentava valores extremos, os autores concluíram que este resultado é possivelmente devido à umidade específica reforçada resultante da evapotranspiração pela vegetação que se encontra no centro da cidade.

Relacionando o IC com os valores do IICU2 no ponto IEPA, verifica-se que apesar dos maiores valores de IICU ocorrer às 18HL o maior desconforto foi observado no período vespertino (15HL). Resultado semelhante foi observado por van Hove et al. (2015) no sul da Holanda, quando observaram que uma alta intensidade ICU numa localização não coincide sempre com um grande desconforto térmico e eles atribuíram este resultado às elevadas velocidades do vento.

Às 12HL é o momento da mais intensa radiação solar, processo esse acompanhado também pela liberação de calor pelas estruturas urbanas, devido ao armazenamento de energia ocorrido pela manhã, ratificando assim os valores elevados de IC no período da tarde. Resultados semelhantes foram obtidos para os valores de IC em Belém (PA) por Silva Júnior et al. (2012b).

Analisando-se estatisticamente o ponto central (CLIMURB) e os demais pontos (Tabela 11) percebe-se que quando analisada as séries com os dois meses analisados, apenas o ponto MS e FAMA apresentaram diferenças significativas ao nível de 5%. Entretanto quando se analisa apenas os índices no mês chuvoso observa-se que apenas o posto SBMQ não apresentou diferença significativa em relação ao ponto CLIMURB, e isto se deve ao fato de que ambos possuem as mesmas características de superfície.

**Tabela 11 - Nível de significância do Teste t-Student para os IC médios**

	CLIMURBc+s	CLIMURBpc	CLIMURBps	pc x ps
<b>CLIMURB</b>				0,013910
<b>MS</b>	0,038963	0,007415	0,377221	0,000039
<b>SBMQ</b>	0,733756	0,204235	0,701452	0,000904
<b>FAMA</b>	0,021961	0,009850	0,203172	0,004260
<b>NHMET</b>	0,066804	0,012101	0,501091	0,000018
<b>IEPA</b>	0,077252	0,007715	0,601642	0,000013

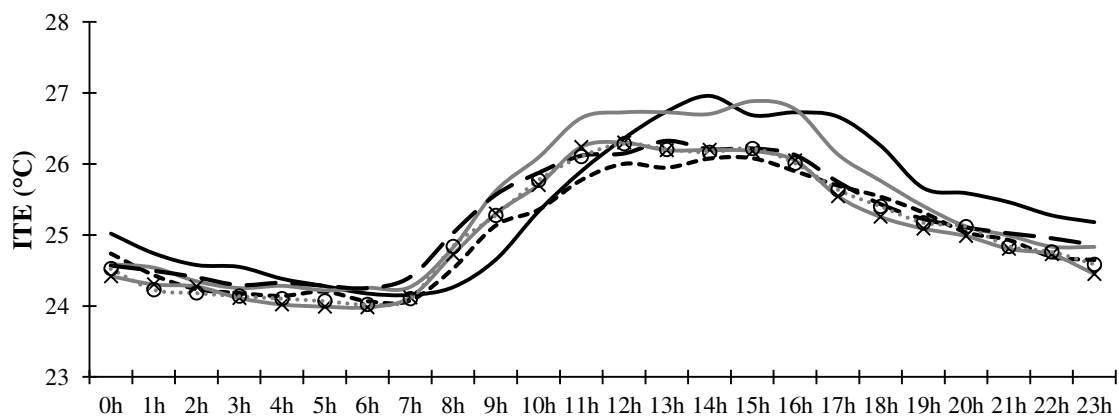
c+s = período total (mês chuvoso e mês seco analisados em conjunto); pc = período chuvoso (março/2014); ps = período seco (outubro/2013).

Já no período seco o IC não obteve diferenças significativas, provavelmente porque nesta época apensar dos pontos situados na malha urbana apresentarem maior temperatura, os pontos situados na periferia apresentam maior umidade relativa, fazendo com que o IC seja praticamente uniforme em toda a região analisada. Este resultado contradiz aos observados por Costa et al. (2013) em cidades da Amazônia brasileira quando verificaram que sazonalmente os resultados dos ICs foram estatisticamente semelhantes no período chuvoso e significativamente distintos no período seco.

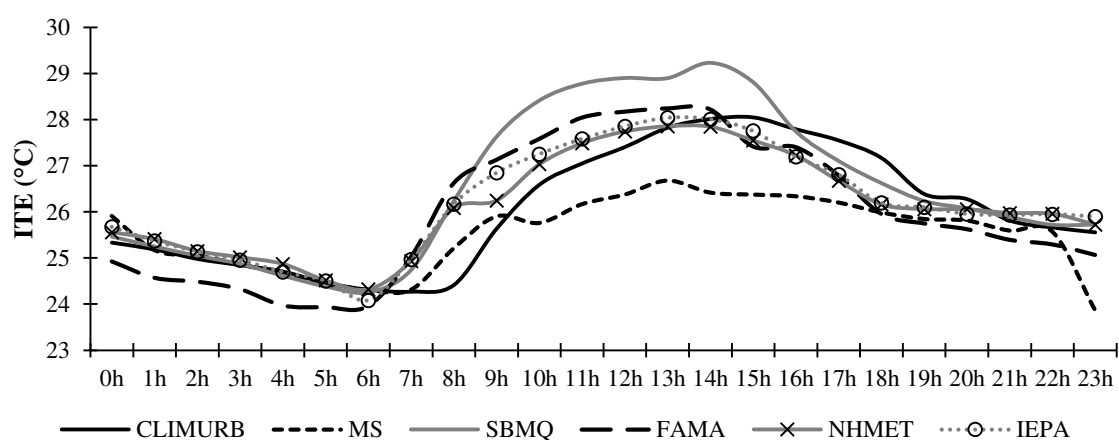
Quando se analisa a variabilidade sazonal de cada posto, percebe-se que houveram diferenças estatisticamente significativas em todos os pontos analisados, mostrando que há mudanças no IC dependendo da época do ano.

Na análise do ITE (Figura 53) foi observado que os valores calculados encontram-se nas faixas “Confortável”, “Ligeiramente Desconfortável” e “Desconfortável”. E que apresentaram os maiores (menores) valores no período vespertino (de madrugada) e nos pontos situados na malha urbana da RMM (área periférica), tanto no período chuvoso como no seco.

**Figura 53 - Médias horárias do ITE para o mês chuvoso (A) e seco (B)**



A



B

Os ITE variaram entre 24 e 27°C (24 e 27°C) no período chuvoso (seco). Resultados semelhantes foram obtidos por Santos, Amorim e Cavalcante (2014) que verificaram valores médios de ITE de 24°C (25°C) no período chuvoso (seco) em Arapiraca (AL) e Silva Júnior et al. (2013) que observaram ITE variando entre 25,5 e 28,6°C no período chuvoso de Belém (PA).

Ressalta-se que como observado no IC, o ITE para o ponto MS também apresentou-se ligeiramente inferior aos demais situados no centro da RMM, apresentando nas duas épocas analisadas máximo ITE, considerado “Ligeiramente Desconfortável”. Já o ponto SBMQ apresentou índices maiores que os observados na região central da cidade. Este resultado mostra a importância da cobertura da superfície como fator mais significativo que o tráfego de transportes e pessoas no conforto ambiental da RMM.

Analisando-se estatisticamente os resultados do ITE (Tabela 12), percebe-se que quando analisada a série com os dois meses pesquisados, apenas a relação CLIMURB x MS apresentaram diferenças significativas ao nível de 5%, mostrando a importância de áreas vegetadas no centro da RMM para o conforto térmico/ambiental. Analisando o período chuvoso, verifica-se o mesmo resultado obtido para o IC, em que, apenas o posto SBMQ não

apresentou diferença significativa em relação ao ponto CLIMURB. Já no período seco, conforme observado também para o IC, este índice não obteve diferenças significativas. Quando se analisa a variabilidade sazonal do ITE em cada ponto, percebe-se que apenas não houve diferenças estatisticamente significativas no ponto CLIMURB ao nível de 5% de significância.

**Tabela 12 – Nível de significância do Teste t- Student para o ITE.**

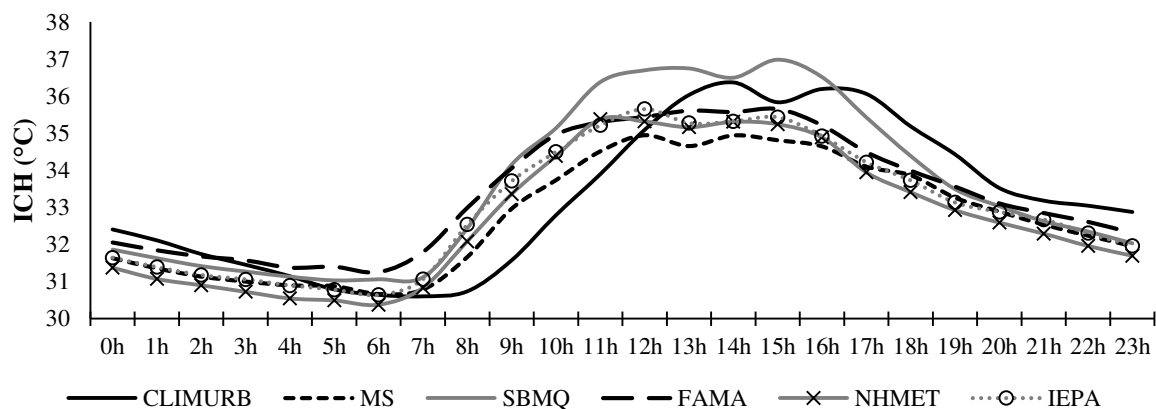
	CLIMURBc+s	CLIMURBpc	CLIMURBps	pc x ps
<b>CLIMURB</b>				0,051481
<b>MS</b>	0,031249	0,007415	0,099520	0,025306
<b>SBMQ</b>	0,414767	0,204235	0,272163	0,004744
<b>FAMA</b>	0,619381	0,009850	0,894471	0,024708
<b>NHMET</b>	0,564763	0,012101	0,792318	0,000254
<b>IEPA</b>	0,712363	0,007715	0,671822	0,000328

c+s = período total (mês chuvoso e mês seco analisados em conjunto); pc = período chuvoso (março/2014); ps = período seco (outubro/2013).

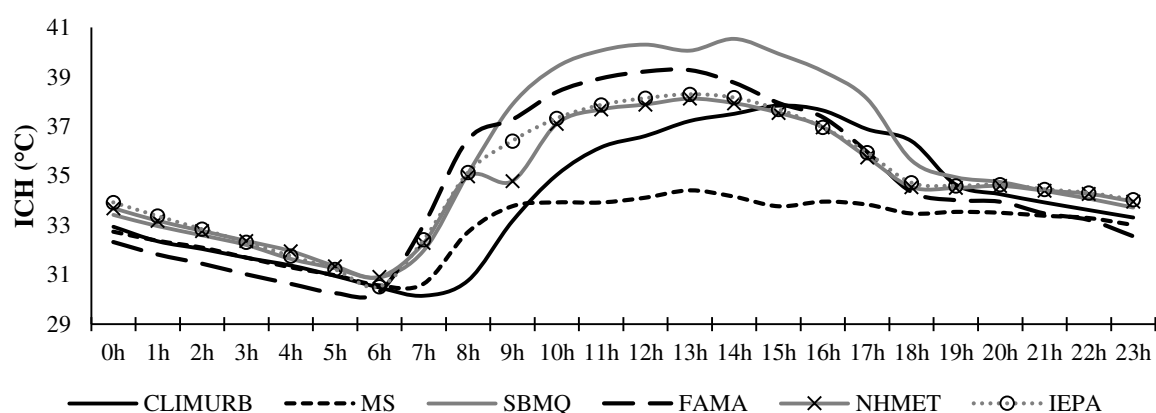
A Figura 54A expõe graficamente os resultados obtidos para o ICH no período chuvoso da cidade. De acordo com a Tabela 4, os valores de ICH encontram-se na faixa considerada levemente desconfortável (30 – 39°C), sendo os mais desconfortáveis os situados na malha urbana da RMM, SBMQ e CLIMURB, que apresentaram valores de 37°C (15HL) e 36,5°C (14HL), respectivamente. No período seco os valores de ICH são mostrados na Figura 53B. Nota-se uma tendência ao “desconforto suportável” no intervalo compreendido entre 10 e 17HL, já que os valores dos índices encontram-se entre 40-45°C, devido as temperaturas serem mais elevadas nesse período.

Percebe-se que, de acordo com o ICH, o período seco tende a ser a mais desconfortável termicamente, devido, principalmente, às temperaturas elevadas, já que até o ponto MS situado em área urbana, mas com maiores valores de UR, também apresentou ICH elevados, comparados aos valores obtidos no SBMQ. Conforme Tabela 13, não houve diferenças significativas, com os valores médios horários, entre os pontos nos dois períodos analisados. Entretanto, analisando a variabilidade sazonal, verificou-se diferenças significativas nos pontos SBMQ, NHMET e IEPA.

**Figura 54 - Médias horárias do ICH nos meses chuvoso (A) e seco (B)**



A



B

**Tabela 13 – Nível de significância do Teste t- Student para o ICH**

	CLIMURBc+s	CLIMURBpc	CLIMURBps	pc x ps
<b>CLIMURB</b>				0,228398
<b>MS</b>	0,044900	0,351823	0,064306	0,600930
<b>SBMQ</b>	0,081362	0,598503	0,068845	0,014623
<b>FAMA</b>	0,448851	0,814034	0,448321	0,075232
<b>NHMET</b>	0,817199	0,389027	0,318603	0,001560
<b>IEPA</b>	0,516674	0,665822	0,240609	0,002977

c+s = período total (mês chuvoso e mês seco analisados em conjunto); pc = período chuvoso (março/2014); os = período seco (outubro/2013).

Nas análises dos índices de conforto, verificou-se que o ICH não se mostrou eficaz para a análise do conforto na área em estudo, já que apresentou poucas diferenças significativas e apresentou-se com resultados diferentes dos dois índices já conceituados na região de clima tropical. Os demais índices, IC e ITE, apresentaram variações diárias similares, ambos atingiram os máximos entre as 13 e 15HL, sendo registrados os picos às 14HL, com o IC (ITE) de 27,2°C (26,4°C) e 30,8°C (28,0°C) nos períodos chuvoso e seco, respectivamente. As faixas

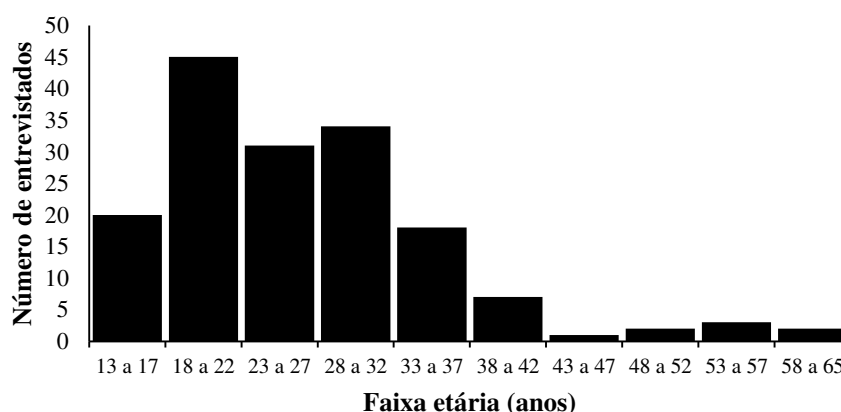
de melhor conforto térmico ocorreram logo ao amanhecer e nas primeiras horas da manhã, das 06 às 08HL, resultado semelhante aos obtidos por Silva Júnior et al. (2012a).

#### 4.13 PERCEPÇÃO TÉRMICA PELOS HABITANTES DA RMM

Foram aplicados 163 questionários quantitativos e estruturados com perguntas fechadas, para avaliar a percepção térmica da população, nos dois postos meteorológicos, simultaneamente, durante dois períodos de coleta de dados. A idade dos indivíduos entrevistados variou de 13 a 65 anos, sendo que só foram utilizados os questionários dos indivíduos que se declararam com bom estado de saúde, pois durante o período em que o corpo encontra-se enfermo o metabolismo fica alterado, o que contribuiria para alteração dos resultados (SILVA JÚNIOR et al., 2012b). No ponto FAZ o número de entrevistados foi menor do que no ponto CLIMURB devido a sua localização e a escassez de pessoas próximas ao local de estudo. No posto meteorológico localizado na região central da cidade o fluxo de pessoas ao redor do local é relativamente grande.

Na Figura 55 é apresentada a distribuição, por faixa etária, dos indivíduos entrevistados durante as duas campanhas de coleta de dados, nos dias 01 e 02 de outubro de 2013 nos pontos CLIMURB e IEPA, em três faixas de hora: 7 às 8HL; 13 às 14HL; e, 17 às 18HL. Do total de entrevistados 53% foram do sexo masculino e a faixa etária entre 18 e 22 anos foram as que apresentaram mais indivíduos entrevistados, correspondendo a 28% da amostra.

**Figura 55 - Distribuição por faixa etária de indivíduos entrevistados**

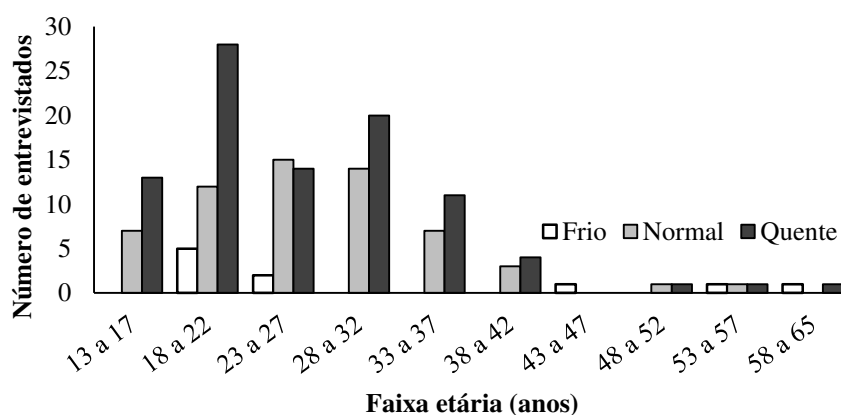


Fonte: a autora (2016)

A Figura 56 ilustra a distribuição da sensação térmica por faixas etárias. Observou-se a predominância da resposta “quente” para a sensação térmica para todas as faixas etárias

analisadas. Já para opção “frio” o número de indivíduos entrevistados que optaram por esta sensação térmica foi menor. Na faixas de 18 a 22 anos e de 28 a 32 anos, a grande maioria dos indivíduos entrevistados declarou a situação como “quente” isto, fato semelhante foi observado por Silva Júnior et al. (2012b) em Belém. O autor explica que possivelmente ocorreu, porque as pessoas, entre 16 e 30 anos, possuem normalmente um metabolismo fisiologicamente mais acelerado, estando mais suscetíveis às sensações térmicas elevadas, pois, para sua termorregulação, necessitariam mais intensamente de trocas energéticas com o meio ambiente.

**Figura 56 - Distribuição da sensação térmica por faixas etárias da amostra entrevistada**

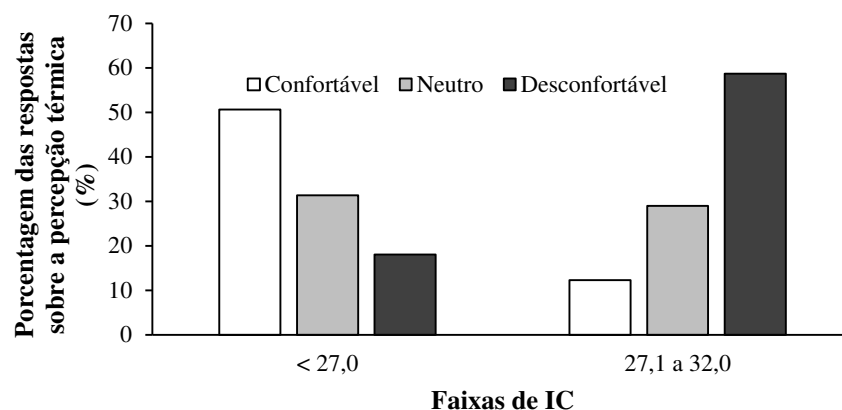


Fonte: a autora (2016)

Quando eram questionados quanto à percepção térmica sentida no momento da pesquisa, a maioria dos entrevistados respondeu que sentiam-se desconfortáveis termicamente principalmente no período da tarde, momento em que as temperaturas estão mais elevadas. Nas Figuras 57, 58 e 59 mostra-se a percepção térmica e as faixas de conforto térmico propostas pelo IC, ICH e ITE, respectivamente. Percebe-se que para o ICH todas as observações encontram-se na faixa de “Levemente desconfortável”, reafirmando que este índice não é um bom estimador de conforto térmico para a área em estudo. Quanto aos IC e ITE, percebe-se que ambos apresentaram uma boa resposta quando relacionados com os dados obtidos através das entrevistas aplicadas.

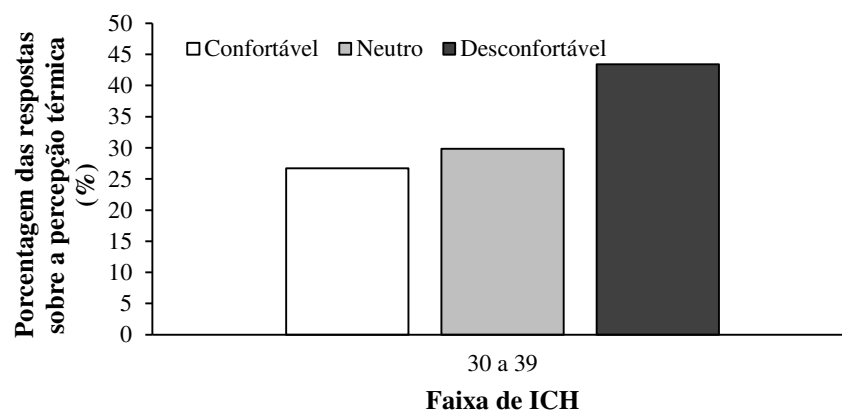
Observando-se a relação entre a percepção e o IC (Figura 57) verifica-se que os valores calculados se encontraram dentro das faixas “Não há alerta” ( $IC < 27^{\circ}C$ ) e “Cautela” ( $27,1 < C < 32^{\circ}C$ ). Nota-se que um aumento de 70% das respostas “Desconfortável” referentes à percepção térmica ao mudar da faixa de “Não há alerta” para a de “Cautela”, enquanto que para as mesmas faixas de IC, para a opção de resposta “Confortável” houve um decréscimo de 75%.

**Figura 57 – Percepção térmica e faixas de conforto térmico propostas pelo IC**

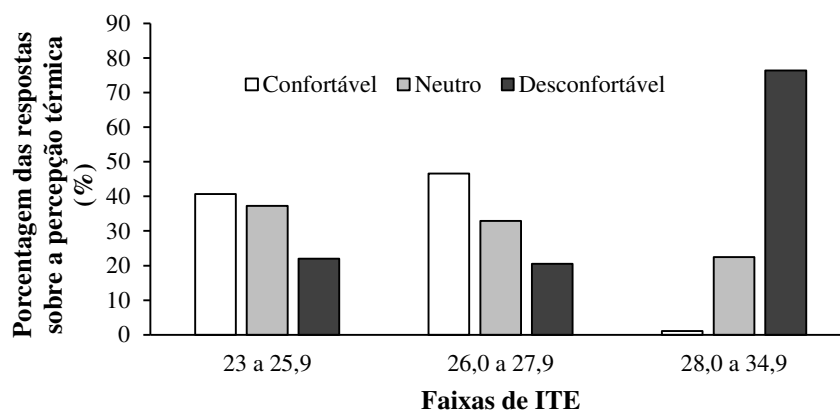


Na análise do ITE (Figura 59) observa-se que os valores calculados abrangem as faixas “Confortável”, “Ligeiramente Desconfortável” e “Desconfortável”. Para este índice as respostas apresentadas na opção “Desconfortável” mais que triplicou e número ao mudar da faixa “Confortável” para “Desconfortável”, enquanto que a opção “Confortável” teve uma redução de quase 100% entre as mesmas faixas de conforto.

**Figura 58 – Percepção térmica e faixas de conforto térmico propostas pelo ICH**





**Figura 59 – Percepção térmica e faixas de conforto térmico propostas pelo ITE**

Fonte: a autora (2016)

Cabe ressaltar que este desconforto sentido pela população, devido principalmente às altas temperaturas, faz com que aumente o uso de ar condicionados na RMM, e, o que levou a Souza (2010) concluir que existe um aumento de 8,5% de consumo de energia elétrica com o aumento de 1°C na ICU em Bauru (SP) e indicam a ocorrência de uma queda de 12% no consumo em pontos com formação de ilhas de frescor. Deste modo, o calor gerado pelos equipamentos elétricos, tende a aumentar a temperatura do ambiente externo, alterando o BES na área urbana e, se tornando um feedback positivo na manutenção da ICU.

## 5 CONCLUSÕES

Diante dos resultados obtidos nesta pesquisa chegou-se às seguintes conclusões referentes ao efeito da urbanização e no microclima da Região Metropolitana de Macapá (RMM):

1. Verificou-se que a expansão da malha urbana da RMM se dá nas direções, SW e S, com destaque para o distrito de Fazendinha, que se localiza entre o centro de Macapá e o centro da cidade de Santana;
2. A variabilidade da temperatura e precipitação observadas deve estar mais associado com eventos como El Niño do que com mudanças climáticas, porém também podem estar relacionadas com o crescimento urbano, evidenciando assim o efeito das ICUs no microclima da RMM;
3. Nos meses de março a maio foram observados os maiores valores de IICU1, que aumentam a medida que se afastam do centro (malha urbana) da RMM, exceto para a região do Museu Sacaca que, devido a relativa área verde, apresenta valores semelhantes ao das regiões periféricas. Na análise horária da IICU2 verificou-se que no mês chuvoso (março) o índice é mais intenso no início da noite, enquanto que no período seco (outubro) é mais pronunciado durante a madrugada;
4. Com os dados em altitude, foi possível verificar que em noite de intensa ICU a CLN apresenta maior altura e as propriedades, como razão de mistura e velocidade do vento, diminuem bruscamente na camada mais próxima à superfície;
5. Os maiores valores do albedo nas imagens analisadas foram encontrados nas áreas onde há o predomínio de superfícies compostas por concreto, ocorrendo nestas áreas os menores (maiores) valores de NDVI. Observaram-se três núcleos de leve ICUS sobre: a malha urbana de Macapá, a malha urbana de Santana e o distrito da Fazendinha, regiões que apresentaram os maiores valores de fluxo de calor sensível nas imagens analisadas;
6. Observou-se que os maiores valores dos IC foram observados no centro da malha urbana, evidenciando uma consequência da ICU na RMM. Sendo que o ICH não se mostrou eficaz na análise do conforto na área em estudo, pois apresentou diferenças não significativas e resultados diferentes dos dois índices já conceituados na região de clima tropical. O IC e ITE, apresentaram variações diárias similares, com valores máximos no início do período vespertino, sendo as faixas de melhor conforto térmico ao amanhecer e nas primeiras horas da manhã, além de retratarem às percepções térmicas dos indivíduos entrevistados.

## 6 LITERATURA CITADA

ALCOFORADO, M. J.; LOPES, A.; ANDRADE, H.; VASCONCELOS, J. **Orientações climáticas para o ordenamento em Lisboa**. Relatório nº 4 da Área de Geo-Ecologia. Lisboa: CEG, 2005. 81p.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W. G. M.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBINSON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 4, p. 395-406, 2007.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land), Advanced training and users manual**. Idaho: Implementation, v.1.0. 2002.

ALMEIDA A. S.; STONE, T. A.; VIEIRA, I. C. G.; DAVIDSON, E. A. Nonfrontier Deforestation in the Eastern Amazon. *Earth Interactions*. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 14, p. 1-15, 2010

ALMEIDA A. S.; VIEIRA, I. C. G. Dinâmica da Cobertura Vegetal e uso da terra no Município de São Francisco do Pará (Pará, Brasil) com uso da Técnica de Sensoriamento Remoto. **Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi**, v. 03, p. 81-92, 2008.

ALMUTAIRI, M. K. Derivation of Urban Heat Island for Landsat-8 TIRS Riyadh City (KSA). **Journal of Geoscience and Environment Protection**, v. 3, p. 18-23. 2015. <http://dx.doi.org/10.4236/gep.2015.39003>

AMORIM, M. C. C. T. Climatologia e gestão do espaço urbano. **Mercator**, v. 9, p. 71-90, 2010. <http://dx.doi.org/10.4215/RM2010.0901.0005>

AMORIM, M. C. C. T. Intensidade e forma da ilha de calor urbana em Presidente Prudente/SP: episódios de inverno. **Geosul**, v. 20, n. 39, p. 65-82, 2005.

ANDRADE, N. L. R.; AGUIAR, R. G.; SANCHES, L.; ALVES, E. C. R. F.; NOGUEIRA, J. S. Partição do saldo de radiação em áreas de Floresta Amazônica e floresta de transição Amazônia-Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 3, p. 346-355, 2009.

ANDRADE, R. G.; VICTORIA, D. C.; NOGUEIRA, S. F.; MASSAGLI, G. O.; AGNESE, M. L. Estimativa dos fluxos de energia à superfície e da evapotranspiração real diária utilizando imagens do sensor MODIS/Aqua na Bacia do Rio Ji-Paraná, RO. Embrapa Monitoramento por Satélite. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**, 13. 26 p. Campinas, SP. 2010.

ANDRE, J. C.; MAHRT, L. The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 4, p. 864-878, 1982. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039%3C0864:TNSIAI%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039%3C0864:TNSIAI%3E2.0.CO;2)

ARAÚJO, F. R. C. D.; SANTOS, C. A. C.; NASCIMENTO, F. C. A. Estudo dos índices extremos de temperatura na bacia hidrográfica do baixo rio colorado - EUA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, p. 29-36, 2015. <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620120530>

ARAÚJO, T. L.; SOUZA, E. P. Influência da Superfície no Balanço de Energia e na Intensidade. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 03, p. 204-217, 2010.

ARMANI, G.; GALVANI, E. Avaliação do desempenho de um abrigo meteorológico de baixo custo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, p. 116-122, 2006.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**, 2ª ed. California: Academic Press, 2001. 420 p.

ASHRAE - AMERICAN SOCIETY OF HEATING AND AIR CONDITIONING ENGINEERS. **Thermal comfort conditions**. New York: ASHRAE standard 55, 2013.

ASSIS, E. S. Estudo integrado da ilha de calor em áreas urbanas e sua contribuição ao planejamento: o caso de Belo Horizonte, MG. **Fórum Patrimônio**, v. 4, n. 1, p. 69-83, 2011.

ASSIS, J. M. O.; LACERDA, F. F.; SOBRAL, M. C. M. Análise de Detecção de Tendências no Padrão Pluviométrico na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 5, p. 320-331, 2012.

BALLINAS, M.; BARRADAS, V. L. The Urban Tree as a Tool to Mitigate the Urban Heat Island in Mexico City: A Simple Phenomenological Model. **Journal of Environmental Quality**, v. 45, n. 1, p. 157-166, 2015. <http://dx.doi.org/10.2134/jeq2015.01.0056>.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**. Amsterdam, v.229, p. 87-100, 2000. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00202-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00202-4)

BASTIAANSEN, W. G. M; MENENTI, M; FEDDES, R. A.; HOLSLAG, A. A. M. A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) –Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p. 198-212, 1998. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)

BETTS, A. K.; FISCH, G. F.; VONRANDOW, C. ; DIAS, M. A. F. S.; COHEN, J. C. P.; SILVA, R.; FITZJARRALD, D. R. The Amazonian Boundary Layer and Mesoscale Circulations. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; DIAS, P. S. (Org.). **Amazonia and Global Change**, Geophysical Monographs Series. 1 ed. Boston: American Geophysical Union, v. 186, p. 165-184, 2009. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GM000720>

BEZERRA, M. V. C.; SILVA, B. B.; BEZERRA, B. G. Avaliação dos efeitos atmosféricos no albedo e NDVI obtidos com imagens de satélite. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 7, p.709–717, 2011. <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662011000700009>.

BRANDÃO, A. M. P. M. O Clima Urbano na Cidade do Rio de Janeiro In: MONTEIRO, C. A. F.; MENDONÇA, F.(Org.). **Clima Urbano**. São Paulo: Editora Contexto, 2003. 192p

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: theory, history, and applications.** Dordrecht: Reidel, 1982. 293p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-1497-6>

CARDOSO, R. S.; AMORIM, M. C. C. T. Análise do clima urbano a partir da segregação socioespacial e socioambiental em Presidente Prudente-SP, Brasil. **Geosaberes: Revista de Estudos Geoeducacionais**, v. 6, p. 122-136, 2016.

CAVALCANTI, I. F. A. Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais. 1982. 140f. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo. 1982.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, p. 893–903, 2009. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2009.01.007>

CIVEROLO, K.; HOGREFE, C.; LYNN, B.; ROSENTHAL, J.; KU, J.Y.; SOLECKI, W. Estimating the effects of increased urbanization on surface meteorology and ozone concentrations in the New York City metropolitan region. **Atmospheric Environment**, v. 41, p. 1803–1818, 2007.

COLTRI, P.; FREITAS, S.; DEMETRIO, V.; FERREIRA, N. Changes in land cover and use affect the local and regional climate in Piracicaba, Brazil. **Journal of Urban and Environmental Engineering**, v. 2, p. 68-74, 2008. <http://dx.doi.org/10.4090/juee.2013.v2n2>.

COSTA, A. C. L.; SILVA JUNIOR, J. A.; CUNHA, A. C.; FEITOSA, J. R. P.; PORTELA, B. T. T.; GUIMARAES, G. C.; COSTA, R. F. Índices de conforto térmico e suas variações sazonais em cidades de diferentes dimensões na Região Amazônica. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 06, p. 478-487, 2013.

COSTA, D. F.; SILVA, H. R.; PERES, L. F. Identificação de ilhas de calor na área urbana de Ilha Solteira - SP através da utilização de geotecnologias. **Engenharia Agrícola**, v. 30, p. 974-985, 2010. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-69162010000500019>

CUNHA, A. C.; VILHENA, J. E. S.; SANTOS, E. S.; SARAIVA, J. M. B.; KUHN, P. A. F.; BRITO, D. C.; SOUZA, E. B.; ROCHA, E. P.; CUNHA, H. F. A.; BRITO, A. U.; BRASIL JÚNIOR, A. C. P.; PACA, V. H. M.; SANTOS, P. V. C. J. Evento extremo de chuva-vazão na bacia hidrográfica do rio Araguari, Amapá, Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, p. 95-110, 2014. <https://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130051>

DELGADO, R. C.; RODRIGUES, R. A.; PESSOA, C. S.; DAHER, M. Uso do sensoriamento remoto na estimativa dos efeitos de ilhas de calor. **Revista Brasileira de Ciências Ambientais**, v. 25, p. 69-80, 2012.

DINIZ JUNIOR, J.; COSTA, A. C. L.; SANTOS, M. R. P.; VIEIRA, L. C. R.; OLIVEIRA, A. A. R.; OLIVEIRA, L. L. Influência da vegetação nos parâmetros micrometeorológicos da área urbana em uma cidade de médio porte da Amazônia. **Ciência e Natura**, v. esp, p. 264-266, 2013. <http://dx.doi.org/10.5902/2179-460X11635>

DUFEK, A. S.; AMBRIZZI, T. Variabilidade climática da temperatura no Estado de São Paulo. **Revista de Iniciação Científica**, v. 7, p. 23-29, 2005.

ERELL, E.; LEAL, V.; MALDONADO, E. Measurement of air temperature in the presence of a large radiant flux: an assessment of passively ventilated thermometer screens. **Boundary Layer Meteorology**, v. 114, n. 1, p. 205-231, 2005. <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-004-8946-8>

FANGER, P. O. **Thermal comfort, analysis and application in environment engineering**. New York: McGraw Hill Book Company. 1972. 244 p.

FAUSTO, M. A.; MACHADO, N. G.; NOGUEIRA, J. S.; BIUDES, M. S. Net radiation estimated by remote sensing in Cerrado areas in the Upper Paraguay River Basin. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 8, p. 1-17, 2014. <http://dx.doi.org/10.1117/1.JRS.8.083541>

FEDOROVA, N.; CARVALHO, M. H. Processos sinóticos em anos de La Niña e de El Niño: nebulosidade convectiva nas regiões equatoriais e tropicais da América do Sul e oceanos adjacentes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 1, p. 1-14, 2006.

FISCH, G. F.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral do clima da Amazonia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998.

FISCH, G. F.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; LYRA, R. F. F.; SILVA DIAS, M. A. F.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 77, n.1-3, p. 47-59, 2004. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-004-0043-x>

FROTA, A. B.; SCHIFFER, S. R. Manual de Conforto Térmico. 5ª ed. São Paulo: Studio Nobel, 2001. p.243.

FUJIBE, F. Urban warming in Japanese cities and its relation to climate change monitoring. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 2, p. 162-173, 2011. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2142>

GAMARRA, N. L. R.; CORRÊA, M. P.; TARGINO, A. C. L. Utilização de sensoriamento remoto em análises de albedo e temperatura de superfície em Londrina - PR: contribuições para estudos de ilha de calor urbana. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, p. 537-550, 2014. <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130671>.

GILBERT, R. O. **Statistical methods for environmental pollution monitoring**. New York: Van Nostrand Reinhold, 1983. 320 p.

Goh K. C.; Chang C. H. The relationship between height to width ratios and the heat island intensity at 22:00 h for Singapore. **International Journal of Climatology**, v. 19, p. 1011–1023, 1999.

GOMES, L. C. F.; SANTOS, C. A. C.; ALMEIDA, H. A. Balanço de Energia à Superfície para a Cidade de Patos - PB usando Técnicas de Sensoriamento Remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 15-28, 2013.

GONZALES, R.; ANDREOLI, R.; CANDIDO, L.; KAYANO, M.; SOUZA, R. A. F. A influência do evento El Niño Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul. **Acta Amazonica**, v. 43, p. 469-480, 2013. <http://dx.doi.org/10.1590/S0044-59672013000400009>.

GOOSSENS, C.; BERGER, A. **How to recognize an abrupt climatic change?** Scientific Report 1985/5, Institut d'Astronomie et de Géophysique G. Lemaitre, Université Catholique de Louvain. 1987.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2863-2880, 1998. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011%3C2863:PAISBA%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011%3C2863:PAISBA%3E2.0.CO;2)

GRIMMOND, C. S. B. Progress in measuring and observing the urban atmosphere. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 84, p. 3–22, 2006. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-005-0140-5>

GUSMAO, A. C. V. L.; SILVA, B. B.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; GALVÍNCIO, J. D. Determinação do saldo radiativo na Ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, p. 1107-1114, 2012. <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662012001000011>

HAN, J.; BAIK, J. A Theoretical and Numerical Study of Urban Heat Island– Induced Circulation and Convection. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 65, p 1859-1877, 2008. <http://dx.doi.org/10.1175/2007JAS2326.1>

HATHWAY, E. A.; SHARPLES, S. The interaction of rivers and urban form in mitigating the Urban Heat Island effect: A UK case study. **Building and Environment**, v. 58, p. 14-22, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.buildenv.2012.06.013>

HONORATO, A. F. A.; ANDRADE, V.S.A. Ilhas de Calor e Frescor na área urbana da cidade de Aquidauana-MS. **Revista Geonorte**, v.2, n.4, p. 878-886, 2012.

HUA, L. J.; MA, G. G., GUO, W. D. The impact of urbanization on air temperature across China. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, p. 179–194, 2008. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-007-0339-8>

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Censo Demográfico 2010**: Resultados do universo. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 27 mai. 2013.

INMET - INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Normais climatológicas do Brasil 1961-1990**. Organizadores: Andrea Malheiros Ramos, Luiz André Rodrigues dos Santos, Lauro Tadeu Guimarães Fortes. Brasília: INMET, 2009. 465p.

IQBAL, M. **An Introduction to Solar Radiation**. Toronto: Academic Press, 1983.

JAUREGUI, E. Tropical urban climates: review and assessment. In **Urban Climatology and its Applications with Special Regard to Tropical Areas**. OKE, T. R. (ed.). World Climate Programme, Publication No. 652, World Meteorological Organisation: Geneva; 26–45, 1986.

JIANG, R.; XIE, J.; HE, H.; KUO, C. C.; ZHU, J.; YANG, M. Spatiotemporal variability and predictability of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) in Alberta, Canada. **International Journal of Biometeorology**, v. 60, p 1-15, 2016.

<http://dx.doi.org/10.1007/s00484-015-1132-5>

KALNAY, E.; CAI, M. Impact of urbanization and land use on climate. **Nature**, v. 423, n. 10, p. 528–531, 2003.

KATO, S.; YAMAGUCHI, Y. Estimation of storage heat flux in an urban area using ASTER data. **Remote Sensing of Environment**, v. 110, p. 1–17, 2007.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2007.02.011>

KAYANO, T. M.; MOURA, A. D. O El Niño de 1982-83 e a Precipitação sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 4, 201-214, 1986.

KIM, Y.; BAIK, J. Spatial and Temporal Structure of the Urban Heat Island in Seoul. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, p. 591-605, 2005.  
<http://dx.doi.org/10.1175/JAM2226.1>

KRAYENHOFF, A. S.; VOOGT, J. A. Impacts of Urban Albedo Increase on Local Air Temperature at Daily–Annual Time Scales: Model Results and Synthesis of Previous Work. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, p. 1634- 1648, 2010.  
<http://dx.doi.org/10.1175/2010JAMC2356.1>

KRUGER, E.; ROSSI, F. Quantificação da ilha de calor de Curitiba considerando aspectos de estabilidade atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 4, p. 394-404, 2015.  
<http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130093>.

KUMAR, S.; SIINGHB, D.; SINGHA, R. P.; SINGH, A. K. The influence of meteorological parameters and atmospheric pollutants on lightning, rainfall, and normalized difference vegetation index in the Indo-Gangetic Plain. **International Journal of Remote Sensing**, v. 37, p. 53-77, 2016. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2015.1117680>

LANDSAT. **Landsat 7 science data user's handbook**. Maryland: NASA/USGS, 2002. Disponível em: <[landsathandbook.gsfc.nasa.gov/pdfs/Landsat7\\_Handbook.pdf](http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/pdfs/Landsat7_Handbook.pdf)>. Acesso em 31 mai. 2013.

LEE, S. H.; BAIK, J. J. Statistical and dynamical characteristics of the urban heat island intensity in Seoul. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 100, n. 1, pp 227-237, 2010.  
<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-009-0247-1>

LEITE, E. F.; ROSA, R. Análise do uso, ocupação e cobertura da terra da bacia hidrográfica do Rio Formiga, Tocantins. **Revista Eletrônica de Geografia**, v. 4, n. 12, p. 90-106, 2012.

LI, H.; LIU, Q. Comparison of NDBI and NDVI as indicators of surface urban heat island effect in MODIS imagery. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON EARTH OBSERVATION DATA PROCESSING AND ANALYSIS, 2008, Wuhan, China. **Anais Proc. SPIE 7285**. Wuhan: ICEODPA, 2008. p. 1-10p. <http://dx.doi.org/10.1117/12.815679>



LIBERATO, A. M. Albedo à superfície a partir de imagens LANDSAT 5 – TM em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista de Geografia**, v. 28, n. 1, p. 110-119, 2011.

LIEBMANN, B.; J. MARENGO. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 4308-4318, 2001.

LIMA, C. A.; DANNI-OLIVEIRA, I. M.; PERTSCHI, S. C. Considerações sobre a metodologia a respeito da alteração da temperatura do ar no ambiente urbano: estudo em São José dos Pinhais/PR. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 7, p. 37-46, 2010.

LINDEN, J. Nocturnal Cool Island in the Sahelian city of Ouagadougou, Burkina Faso. **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 605–620, 2011.  
<http://dx.doi.org/10.1002/joc.2069>

LIU, W. T. H. **Aplicações de Sensoriamento Remoto**. Campo Grande-MS: UNIDERP, 2006.

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

LOPES, A. O sobreaquecimento das cidades causas e medidas para a mitigação da Ilha de Calor de Lisboa. **Territorium**, v. 15, p. 39-52, 2006.

LUCENA, A. J.; ROTUNNO FILHO, O. C.; FRANÇA, J. R. A.; PERES, L. F.; XAVIER, L. N. R. Urban climate and clues of heat island events in the metropolitan area of Rio de Janeiro. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, p. 497-511, 2013.

MAITELLI, G. T.; WRIGHT, I. R. The climate of a riverside city in the Amazon Basin: urban-rural differences in temperature and humidity. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Org.). **Amazonian, Deforestation and Climate**, v. 1. Londres: John Wiley e Sons, 1996. p. 193-206.

MARENGO, J. A. On the Hydrological Cycle of the Amazon Basin: A historical review and current. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 1-19, 2006.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M.; SAMPAIO, G.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, p. 495-516, 2008. <http://dx.doi.org/10.1175/2007JCLI1600.1>

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

MARQUES FILHO, E. P.; CASSOL, M.; KARAM, H. A.; RIZZA, U. The Vertical Structure of Tropical Urban Heat Island with LES. **American Journal of Environmental Engineering**, v. 3, p. 24-31, 2013.

MARQUES FILHO, E. P.; KARAM H. A.; MIRANDA, A. G.; FRANCA, J. R. A. Rio de Janeiro's urban climate. **Urban Climate News**—Quarterly Newsletter of the International Association of Urban Climate (IAUC), n. 32, p. 5–9, 2009.

MARTIN, S. T.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; BAUMGARDNER, D.; CHEN, Q.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; HEALD, Colette L. ; MAYOL-BRACERO, O. L.; MCMURRY, P. H.; PAULIQUEVIS, T.; PÖSCHL, U.; PRATHER, K A. ; ROBERTS, G. C.; SALESKA, S. R.; DIAS, M. A. F. S.; SPRACKLEN, D. V.; SWIETLICKI, E.; TREBS, I. Sources and properties of Amazonian aerosol particles. **Reviews of Geophysics**, v. 48, p. 1-42, 2010.

MARTINI, A.; BIONDI, D.; VIEZZER, J.; SILVA, D. A. O efeito microclimático do fragmento florestal existente no Parque Municipal do Barigui na cidade Curitiba-PR. **Ciência e Natura**, v. 37, p. 125-131, 2015.

MATHEW, A.; CHAUDHARY, R.; GUPTA, N.; KHANDELWAL, S.; KAUL, N. Study of Urban heat Island Effect on Ahmedabad City and Its Relationship with Urbanization and Vegetation Parameters. **International Journal of Computer e Mathematical Sciences**, v. 4, Special Issue, p. 126-135, 2015.

MATSON, M; MCCLAIN, E; MCGINNIS D Jr, PRITCHARD J. Satellite detection of urban heat islands. **Monthly Weather Review**, v. 106, p. 1725–1734, 1978.

MENDONÇA, F. S.A.U. Sistema Ambiental Urbano: uma abordagem dos problemas socioambientais da cidade. In: MENDONÇA, F. A. (Org.). **Impactos Socioambientais Urbanos**. Curitiba: Editora da UFPR, 2004, p.185-207. 330p.

MENDONÇA, J. C.; SOUSA, E. F.; ANDRE, R. G. B.; SILVA, B. B.; FERREIRA, N. J. Estimativa do fluxo do calor sensível utilizando o algoritmo SEBAL e imagens MODIS para a região Norte Fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 1, p. 85-94, 2012. <https://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862012000100009>

MIRZAEI, P. A.; HAGHIGHAT, F. Approaches to study urban heat island - Abilities and limitations. **Building and Environment**, v. 45, p. 2192-2201, 2010.

MOHAN, M.; KIKEGAWA, Y.; GURJAR, B. R.; BHATI, S.; KANDYA, A.; OGAWA, K. Urban Heat Island Assessment for a Tropical Urban Airshed in India. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 2, p. 127-138, 2012. <http://dx.doi.org/10.4236/acs.2012.22014>

MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região amazônica: Mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 107-117, 1987.

MOLION, L.C.B. Aquecimento Global. El Niños, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico. **Climanalise**, 2005.

MONTEIRO, A. A cidade: um espaço de (des)encontros entre a evolução do conhecimento e a qualidade de vida dos seres humanos. **Mercator**, v. 9, n. esp., p. 7-23, 2010. <http://dx.doi.org/10.4215/RM2010.0901.0001>

MONTEIRO, C. A. F. **Teoria e Clima Urbano**. 1976. 181 f. Monografia (Graduação em Geografia) – Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, São Paulo, 1976.

MONTEIRO, C. A. F. Teoria e Clima Urbano. In: MONTEIRO, C. A. F.; MENDONÇA, F.(Org.). **Clima Urbano**. São Paulo: Editora Contexto, 2003. 192p

MOREIRA, E. B. M.; GALVÍNIO, J. D. Espacialização das temperaturas à superfície na cidade do Recife, utilizando imagens ETM+-Landsat 7. **Revista de Geografia**, v. 24, p. 102-116, 2007.

MOREIRA, E. B. M.; NOBREGA, R. S.; SILVA, B. B. Estimativa do saldo de radiação instantâneo na cidade do Recife, Através de imagens do satélite Landsat 5 Tm. **Revista de Geografia Física**, v. 3, n. 2, p. 589-601, 2011.

MOREIRA, E. B. M.; NÓBREGA, R. S.; SILVA, B. B. Estimativa do saldo de radiação instantâneo na cidade do Recife, através de imagens do satélite Landsat 5 TM. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v.4, n.3, p. 589-601, 2011.

MOREIRA, E. B. M.; NOBREGA, R. S.; SILVA, B. B. Influência da Expansão Urbana em Recife (PE) no Fluxo de Calor Sensível através de Imagens Digitais do TM LANDSAT 5. **Revista de Geografia**, v. 30, p. 153-168, 2013.

MOREIRA, E. B. M.; NOBREGA, R. S.; SILVA, B. B. Influência da expansão urbana em Recife (PE) no fluxo de calor sensível através de imagens digitais do TM LANDSAT 5. **Revista de Geografia**, v. 30, n. 2, p. 153-168, 2013.

MORRIS, C. J. G.; SIMMONDS, I.; PLUMMER, N. Quantification of the influences of wind and cloud on the nocturnal urban heat island of a large city. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 2, p. 169-182, 2001.

MULLER, N.; KUTTLER, W.; BARLAG, A. B. Counteracting urban climate change: adaptation measures and their effect on thermal comfort. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 115, p. 243–257, 2014. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-013-0890-4>

NAKAMURA, R.; MAHRT, L. Air temperature measurement errors in naturally ventilated radiation shields. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 22, p. 1046-1058, 2005.

NASCIMENTO, F. C. A.; ARAÚJO, F. R. C. D.; SANTOS, C. A. C.; SANTOS, E. G. Análise das mudanças ambientais provocadas pela expansão urbana na cidade de Mossoró-RN, através do uso de técnicas de Sensoriamento Remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 4, p. 636-642, 2014.

OKE, T. R. **Boundary-layer climates**. London: Methuen, 1987. 460p.

OKE, T. R. City size and the urban heat island. **Atmospheric Environment**, v. 7, n. 8, p. 769–779, 1973.

OKE, T. R. The energetic basis of the urban heat-island. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 108, n. 455, p. 1–24, 1982.

OKE, T. R. **Urban climates and global change**. In: Perry, A.; THOMPSON, R. (eds) Applied Climatology: Principles and Practice. London: Routledge, 1997. 352p.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SILVA, B. B.; MOURA, A. E. S. S. BALANÇO DE RADIAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO EM BACIA HIDROGRÁFICA DA ZONA DA MATA NORDESTINA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 1, p. 16-28, 2015. <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130652>.

OLIVEIRA, T. H.; GALVÍNIO, J. D.; PIMENTEL, R. M. M.; SILVA, B. B. Uso e cobertura do solo e seus efeitos na distribuição da temperatura de superfície em área urbana. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 1598-1616, 2013.

ONU. **The State of Latin American and Caribbean Cities 2012**: Towards a new urban transition. Kenia: ONU, 2012.

PACE, F. T.; SILVA, B. B.; SILVA, V. P. R.; SILVA, S. T. A. Mapeamento do Saldo de Radiação à Superfície com Imagens TM-Landsat 5 e Modelo de Elevação Digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, p. 385-392, 2008. <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662008000400009>

PINHEIRO, C.; LARANJEIRA, M. Análise do ambiente térmico e das condições de ventilação para a definição das funções climáticas na área urbana de Guimarães. *Revista de Geografia e Ordenamento do Território (GOT)*, n.º 4 , p. 249-272, 2013.

PINHO, O. S.; ORGAZ, M. D. M. The urban heat island in a small city in coastal Portugal. **International Journal of Biometeorology**, v. 44, n. 35, p. 198–203, 2000.

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v.212, p.81-91, 1990. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00868215>

RODRIGUES, J. O.; ANDRADE, E. M.; TEIXEIRA, A. S.; SILVA, B. B. Sazonalidade de variáveis biofísicas em região semiárida pelo emprego do sensoriamento remoto. **Engenharia Agrícola**, v. 29, p. 452-465, 2009. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-69162009000300012>

ROSEMBACK, R.; FERREIRA, N. J.; SHIMABUKURO, Y. E.; CONFORTE, J. C. Análise da dinâmica da cobertura vegetal na região sul do Brasil a partir de dados MODIS/TERRA. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 62, n. esp. 2, p. 401-416, 2010.

ROSENBERG, N. J.; BLAND, B. L.; VERMA, S. B. **Microclimate: the biological environment**. New York: John Wiley e Sons, 1983. 528p

ROSSI, F. A.; KRÜGER, E. L. Análise da variação de temperaturas locais em função das características de ocupação do solo em Curitiba. **RAEGA**, v. 10, p. 93-105, 2005.

ROTH, M. Review of urban climate research in (sub) tropical regions. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 1859–1873, 2007. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1591>

ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; ADEGOKE, J. O. Simulation of St. Louis, Missouri, Land Use Impacts on Thunderstorms. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, p 716-738, 2003.

RUHOFF, A. L.; NOVO, B. B. S.; ROCHA, H. R. **Determinação da irradiância solar no topo da atmosfera para cálculo do albedo e balanço de energia a partir de imagens LANDSAT 8 OLI.** In: XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, João Pessoa, 2015. **Anais...** João Pessoa: INPE, 2015 p. 4495 – 4502.

SANTOS, C. A. C. Trends in indices for extremes in daily air temperature over Utah, USA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 19-28, 2011.

SANTOS, C. A. C.; BRITO, J. I. B.; RAO, T. V. R.; MENESES, H. E. A. Tendências dos Índices de Precipitação no Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 39-47, 2009.

SANTOS, C. A. C.; DANTAS, L. G.; MELO, M. M. M. S.; SANTOS, E. G. Trends in Indices for Extremes in Daily Precipitation over Idaho - USA. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, p. 852-862, 2012a.

SANTOS, C. A. C.; NEALE, C. M. U.; RAMANA RAO, T. V.; SILVA, B. B. Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation over Utah, USA. **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 1813-1822, 2011.

SANTOS, C. A. C.; SATYAMUITY, P.; SANTOS, E. M. Tendências de índices de extremos climáticos para a região de Manaus-AM. **Acta Amazonica**, v. 42, p. 329-336, 2012c.

SANTOS, C. A. C.; SATYAMURTY, P.; GOMES, O. M.; SILVA, L. E. M. G. Variability of extreme climate indices at Rio Claro, São Paulo, Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 395-400, 2012b.

SANTOS, J. B.; AMORIM, R. F. C.; CAVALCANTE, L. P. A. Análise do Conforto Térmico Humano no Município de Arapiraca - Alagoas, utilizando Software MATLAB. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 5, p. 939 - 948.

SANTOS, J. S.; SILVA, V. P. R.; LIMA, E. R. V.; ARAÚJO, L. E.; COSTA, A. D. L. Campo Térmico Urbano e a sua Relação com o Uso e Cobertura do Solo em Cidade Tropical Úmida. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 3, p. 540-557, 2012.

SANTOS, K. P. C.; CUNHA, A. C.; SOUZA, E. S.; COSTA, A. C. L. Índices de Tendências Climáticas Associadas à “ilha de calor” em Macapá-AP (1968-2010). **Revista Brasileira de Ciências Ambientais**, v. 23, p. 1-16, 2012.

SANTOS, R. M. N. Estudos da camada limite noturna na Amazônia. 2005. 168p. **Tese** (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

SANTOS, R. M. N.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. Modelagem da camada limite noturna (CLN) durante a época úmida na Amazônia, sob diferentes condições de desenvolvimento. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, p. 387-407, 2007.

SEIBERT, P.; BEYRICH, F.; GRYNING, S. E.; JOFFRE, S.; RASMUSSEN, A.; TERCIER, P. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 7, p. 1001–1027, 2000.

SEN, P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. **Journal of the American Statistical Association**, v. 63, n. 324, p. 1379-1389, 1968.

SETO, K. C.; CHRISTENSEN, P. Remote sensing science to inform urban climate change mitigation strategies. **Urban Climate**, v. 3, p. 1-6, 2013.

SHIMODA, Y. Adaptation measures for climate change and the urban heat island in Japan's built environment. **Building Research and Information**, v.31, n.3/4, p.222-230, 2003.

SHIMODA, Y.; NARUMI, D.; MIZUNO, M. Environmental impact of urban heat island phenomena: cause-effect chain and evaluation in Osaka City. **Journal of Life Cycle Assessment**, v. 1, n. 2, p.144-148, 2005.

SILVA JÚNIOR, J. A.; COSTA, A. C. L.; PEZZUTI, J. C. B.; COSTA, R. F.; GALBRAITH, D. Análise da distribuição espacial do conforto térmico na cidade de Belém, PA no período menos chuvoso. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 02, p. 218-232, 2012a.

SILVA JÚNIOR, J. A.; COSTA, A. C. L.; PEZZUTI, J. C. B.; COSTA, R. F.; SOUZA, E. B. Relações entre as percepções térmicas e índices de conforto térmico dos habitantes de uma cidade tropical na Amazônia Oriental. **Brazilian Geographical Journal**, v. 3, p. 395-407, 2012b.

SILVA JÚNIOR, J. A.; COSTA, A. C. L.; PEZZUTI, J. C. B.; COSTA, R. F. Variabilidade espacial do conforto térmico e a segregação social do espaço urbano na Cidade de Belém, PA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.28, n.4, 419 - 428, 2013.

SILVA, A. F.; BARBOSA, A. P.; ZIMBACK, C. R. L.; LANDIM, P. M. B. Geostatistics and remote sensing methods in the classification of images of areas cultivated with citrus. **Engenharia Agrícola**, vol. 33, n. 6, p. 1245-1256, 2013. <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-69162013000600017>.

SILVA, A. P. N.; SOUZA, L. R.; CORREIA, M. F.; SILVA, B. B. Índícios observacionais de ilha de calor urbana em Petrolina, PE. **Ciência e Natura**, v. esp., p. 315-318, 2011.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, p. 174-186, 2006.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; 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**, v. 20, n. 1, p. 3-8, 2016. <http://dx.doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v20n1p3-8>

SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5-TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 243-252, 2005.

SILVA, B. B.; SILVA, V. P. R.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ROCHA, H. R.; OLIVEIRA, L. M. M. Determination of instantaneous and daily net radiation from TM - Landsat 5 data in

a subtropical watershed. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 135, p. 42-49, 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2015.09.020>

SILVA, F. M.; COSTA JÚNIOR, N. P.; LIMA, Z. M. C. Avaliação microclimática de Natal/RN através de técnicas de sensoriamento remoto: uma contribuição aos estudos do clima urbano. **Sociedade e Território**, v. 26, p. 163-180, 2014.

SILVA, L. C.; CUNHA, J. M.; MACHADO, N. G.; CAMPOS, M. C. C; BIUDES, M. S. Estimativa do balanço de radiação por sensoriamento remoto de diferentes usos de solo no sudoeste da Amazônia brasileira. **Sociedade e Natureza**, v. 27, n. 2, p. 341-356, 2015. <http://dx.doi.org/10.1590/1982-451320150211>.

SILVA, R. P. T. Estudo da Camada Limite Noturna na Interface Rio-Floresta. 2012. 61p. **Dissertação** (Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia)- Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém (PA), 2012.

SILVA, S. D.; STRECK, N. A. Tendências das séries históricas do índice de calor no município de Santa Maria - RS. **Ciencia Rural**, v. 44, n. 8, p. 1360-1366, 2014. <http://dx.doi.org/10.1590/0103-8478cr20131345>.

SILVA, V. P. R.; AZEVEDO, P. V.; BRITO, R. S.; CAMPOS, J. H. B. C. Evaluating the urban climate of a typically tropical city of northeastern Brazil. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 161, p. 45-59, 2010.

SILVA, W. L.; DEREZYNSKI, C. P.; CHANG, M.; FREITAS, M.; MACHADO, B. J. S.; CHARGEL, L. T.; RUGGERI, J. Tendências observadas em indicadores de extremos climáticos de temperatura e precipitação no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, p. 181-194, 2015. <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130622>

SOUSA, A. M. L.; COHEN, J. C. P.; ROCHA, E. J. P. Desenvolvimento da camada limite planetária nos ecossistemas de mangue e floresta. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 12-20, 2006.

SOUSA, E. P. P. Relações entre as anomalias de TSM do Atlântico e Pacífico e as precipitações na Amazônia Oriental. 2004. 78p. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos (SP), 2004.

SOUZA, D. O. Influência da ilha de calor urbana das cidades de Manaus e Belém sobre o microclima local. 2012. 232 p. **Tese** (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

SOUZA, D. O.; ALVALÁ, R. C. Observational evidence of the urban heat island of Manaus City, Brazil. **Meteorological Applications**, v. 21, p. 186-193, 2014. <http://dx.doi.org/10.1002/met.1340>

SOUZA, D. O.; NASCIMENTO, M. G.; ALVALA, R. C. S. The influence of urban growth on the microclimate of Manaus and Belém: A observational study. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, p. 1109-1124, 2015. <http://dx.doi.org/10.5935/1984-2295.20150057>

SOUZA, E. B.; CUNHA, A. C. Climatologia de Precipitação no Amapá e mecanismos climáticos de grande escala. In: CUNHA, A. C.; SOUZA, E. B.; CUNHA, H. F. A. (coord.). **Tempo, Clima e Recursos Hídricos: Resultados do projeto REMETAP no estado do Amapá**. Macapá: IEPA, 2010. p.177-195.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. The regional precipitation over the eastern Amazon/northeast Brazil modulated by tropical pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, p. 113-122, 2004.

SOUZA, E. B.; LOPES, M. N. G.; ROCHA, E. J. P.; SOUZA, J. R. S.; CUNHA, A. C.; SILVA, R. R.; FERREIRA, D. B. S.; SANTOS, D. M.; CARMO, A. M. C.; SOUSA, J. R. A.; GUIMARAES, P. L.; MOTA, M. A.; MAKINO, M.; SENNA, R. C.; SOUSA, A. M. L.; MOTA, G. V.; KUHN, P. A. F.; SOUZA, P. F. S.; VITORINO, M. I. Precipitação sazonal sobre a Amazônia Oriental no Período Chuvoso: Observações e Simulações Regionais com o REGCM3. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 111-124, 2009. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862009000200001>.

SOUZA, J. D.; SILVA, B. B.; CEBALLOS, J. C. Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, n. 1, p. 31-44, 2008. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2008000100003>.

SOUZA, L. C. L. Relações entre ilhas de calor, geometria urbana e consumo de energia elétrica. **Fórum Patrimônio**, v. 4, n. 1, 2010.

SOUZA, W. M.; AZEVEDO, P. V. Avaliação de tendências das temperaturas em Recife-PE: mudanças climáticas ou variabilidade? **Engenharia Ambiental**, v. 6, p. 462-472, 2009.

STARKS, P. J.; NORMAN, J. M.; BLAD, B. L.; WALTER-SHEA, E. A.; WALTHALL, C. L. Estimation of shortwave hemispherical reflectance albedo from bi-directionally reflected radiance data. **Remote Sensing of Environment**, v. 38, p. 123-134, 1991.

STEADMAN, R. G. A Universal Scale of Apparent Temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v. 23, p. 1674-1687, 1984. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023%3C1674:AUSOAT%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023%3C1674:AUSOAT%3E2.0.CO;2)

STEADMAN, R. G. The Assessment of Sultriness. Part I: A temperature-Humidity Index Based on Human Physiology and Clothing Science. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, p. 861-873p, 1979. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1979\)018%3C0861:TAOSPI%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1979)018%3C0861:TAOSPI%3E2.0.CO;2)

STEENEVELD, G. J.; KOOPMANS, S.; HEUSINKVELD, B. G. ; van Hove, L. W. A. ; HOLTSLAG, A. A. M. Quantifying urban heat island effects and human comfort for cities of variable size and urban morphology in the Netherlands. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, D20129, 2011. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JD015988>

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

TAHA, H. Urban Climates and Heat Islands: Albedo, Evapotranspiration, and Anthropogenic Heat. **Energy e Buildings**, v. 25, n. 2, pp. 99-103, 1997.



TAKIYAMA, L. R.; SILVA, U. R. L.; JIMENEZ, E. A.; PEREIRA, R. A.; ZACARDI, D. M.; FERNANDES, E. F.; SOUTO, F. A. F.; SILVA, L. M. A.; SILVA, M. S.; SANTOS, M. A. C.; COSTA NETO, S. V.; SANTOS, V. F. **Zoneamento Ecológico Econômico Urbano das Áreas de Ressacas de Macapá e Santana, Estado do Amapá**. Macapá: IEPA, 84p. 2012

TARTARI, R.; MACHADO, N. G.; ANJOS, M. R.; CUNHA, J. M.; MUSIS, C. R.; BIUDES, M. S.; NOGUEIRA, J. S. Índices biofísicos estimados por imagens de satélite em paisagem heterogênea na bacia hidrográfica do rio Puruzinho, sudoeste da Amazônia. **Revista Ambiente e Água**, v. 10, p. 943-953, 2015.

TOMLINSON, C. H.; CHAPMAN, L.; THORNES, J. E.; BAKER, C. Remote sensing land surface temperature for meteorology and climatology: a review. **Meteorological Applications**, v. 18, n. 3, p. 296–306, 2011. <http://dx.doi.org/10.1002/met.287>

USEPA – United State Environmental Protection Agency. **Reducing Urban Heat Islands: Compendium of Strategies**. Disponível em: <<https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-06/documents/basicscompendium.pdf>>. Acesso em 30 mai. 2015.

USGS - Geological Survey/Serviço de Levantamento Geológico Americano (2013). **Landsat 8 History**. Acesso em 25 mai. 2015. Disponível em: <[http://landsat.usgs.gov/about\\_ldcm.php](http://landsat.usgs.gov/about_ldcm.php)>.

USGS LANDSAT MISSIONS. Landsat 8 (L8) Operational Land Imager (OLI) and Thermal Infrared Sensor (TIRS) Calibration Notices. 2014. Disponível em: <[http://landsat.usgs.gov/calibration\\_notices.php](http://landsat.usgs.gov/calibration_notices.php)>. Acesso em: 25 set. 2015.

van HEERWAARDEN, C. C.; ARELLANO, J. V. G. Relative humidity as an indicator for cloud formation over heterogeneous land surfaces. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, p. 3263-3277, 2008.

van HOVE, L. W. A.; JACOBS, C. M. J.; HEUSINKVELD, B. G.; ELBERS, J. A.; van DRIEL, B. L.; HOLTSLAG, A. A. M. Temporal and spatial variability of urban heat island and thermal comfort within the Rotterdam agglomeration. **Building and Environment**, v. 83, p. 91-103, 2015.

VOGELEZANG, D. H. P.; HOLTSLAG, A. A. M. Evaluation and model impacts of alternative boundary layer height formulations. **Boundary Layer Meteorology**, v.81, n. 2, p.245-269, 1996. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02430331>

von BERTALANFFY, L. The Theory of Open Systems in Physics and Biology. **Science**, v. 111, n. 2872, p.23-29, 1950.

VOOGT, J. A. Image Representations of Complete Urban Surface Temperatures. **Geocarto International**, v. 15, n. 3, p. 19-30. 2000. <http://dx.doi.org/10.1080/10106040008542160>

VOOGT, J. A.; OKE, T. R. Thermal remote sensing of urban climates. **Remote Sensing of Environment**, 86, 370–384. 2003.

WANNER, H.; HERTIG, J. A. Studies of urban climates and air pollution in Switzerland. **Journal of climate and applied meteorology**, v. 23, n. 12, p. 1614–1625, 1984.

WENG, Q. Land use change analysis in the Zhujiang Delta of China using satellite remote sensing, GIS and stochastic modelling. **Journal of Environmental Management**, v. 64, p. 273–284, 2002.

WHITEMAN, C. D. **Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications**. New York: Oxford University Press, 2000. 355 p.

WOLTERS, D.; BRANDSMA, T. Estimating the Urban Heat Island in Residential Areas in the Netherlands Using Observations by Weather Amateurs. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, p. 711–721, 2012. <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0135.1>.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Guide to meteorological instruments and methods of observation**. 8. nd. Geneva: WMO, 2012.

WU, C. D.; LUNG, S. C. C; JAN, J. F. Development of a 3-D urbanization index using digital terrain models for surface urban heat island effects. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 81, p. 1-11. 2013.

ZAHID, M.; RASUL, G. Rise in Summer Heat Index over Pakistan. **Pakistan Journal of Meteorology**, v. 6, n. 12, p. 85-96, 2010.

ZHA, Y.; J. GAO, J; NI, S. Use of normalized difference built-up index in automatically mapping urban areas from TM imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 3, p. 583–594, 2003.

ZHANG, X.; YANG, F. **RClimDex (1.0) User Guide**. Climate Research Branch Environment Canada. Downsview (Ontario, Canada), 2004, 22p.

ZHANG, Y.; BALZTER, H.; WU, X. Spatial–temporal patterns of urban anthropogenic heat discharge in Fuzhou, China, observed from sensible heat flux using Landsat TM/ETM+ data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 34, n. 4, p. 1459-1477, 2013. <http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2012.718465>

## 7 APÊNDICE A



DATA: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_ HORA \_\_\_\_:\_\_\_\_  
 SEXO: ( ) MAS ( ) FEM Idade: \_\_\_\_\_ Peso: \_\_\_\_\_ kg Cor da pele: ( ) Branca ( ) Morena ( ) Negra ( ) Parda  
 TIPO DE VESTIMENTAS:  
**Superior:** ( ) Camiseta ( ) Camisa de manga ( ) Camisa de manga comprida ( ) Vestido  
 Cor: ( ) Clara ( ) Escura Tipo: ( ) Pesada ( ) Leve  
**Inferior:** ( ) Bermuda ( ) Calça comprida ( ) Short ( ) Saia  
 Cor: ( ) Clara ( ) Escura Tipo: ( ) Pesada ( ) Leve  
**Estado de saúde:** ( ) Bom ( ) Doente  
**ATIVIDADE EXERCIDA NO MOMENTO:**  
 ( ) Trabalho leve ( ) Trabalho moderado ( ) Trabalho pesado ( ) Caminhando ( ) Correndo ( ) Parado  
**SENSAÇÃO TÉRMICA:** ( ) Frio ( ) Normal ( ) Quente  
 ( ) Muito confortável ( ) Confortável ( ) Regular ( ) Desconfortável ( ) Muito desconfortável

---