



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE METEOROLOGIA

RICHARD RENO DA COSTA LOBATO

**AVALIAÇÃO DO ÍNDICE TERMODINÂMICO GÁLVEZ-DAVISON NA  
PREVISIBILIDADE PLUVIOMÉTRICA NA CIDADE DE BELÉM-PA**

Belém – PA

2019

RICHARD RENO DA COSTA LOBATO

**AVALIAÇÃO DO ÍNDICE TERMODINÂMICO GÁLVEZ-DAVISON NA  
PREVISIBILIDADE PLUVIOMÉTRICA NA CIDADE DE BELÉM-PA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Meteorologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dra. Ludmila Monteiro Silva

Belém – PA

2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

L796a Lobato, Richard Reno da Costa

Avaliação do índice termodinâmico Gálvez-Davison na previsibilidade pluviométrica na cidade de Belém-PA / Richard Reno da Costa Lobato. — 2019.

60 f. : il. color.

Orientador(a): Prof<sup>a</sup>. Dra. Ludmila Monteiro Silva

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de Meteorologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Climatologia - Pará. 2. Teste de contingência. 3. Convecção tropical. 4. GDI. I. Título.

CDD 551.6098115

---


RICHARD RENO DA COSTA LOBATO

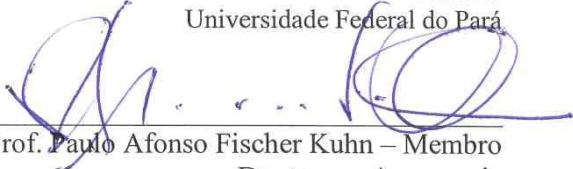
**AVALIAÇÃO DO ÍNDICE TERMODINÂMICO GALVEZ-DAVISON  
APLICADO A PREVISIBILIDADE PLUVIOMÉTRICA NA CIDADE DE  
BELÉM-PA**

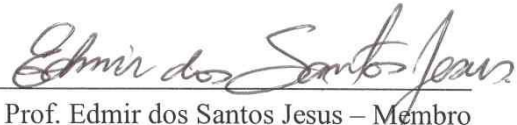
Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Meteorologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento as exigências para obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Data de Aprovação: 17/12/2019

Banca Examinadora:

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Ludmila Monteiro Silva – Orientadora  
Doutora em Clima e Ambiente  
Universidade Federal do Pará

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Paulo Afonso Fischer Kuhn – Membro  
Doutor em Agronomia  
Universidade Federal do Pará

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Edmir dos Santos Jesus – Membro  
Doutor em Ciências Climáticas  
Universidade Estadual do Pará

*À minha família, que sempre  
me apoiou em todos os momentos,  
para que todos os meus sonhos se  
tornassem possíveis, **dedico.***

## AGRADECIMENTOS

Quero agradecer a Deus, por toda força recebida, toda determinação e foco que tive nesta graduação, essenciais para a conclusão deste curso.

A minha família, que sempre acreditou em mim e disponibilizou recursos essenciais para a minha permanência na Universidade Federal, toda ajuda (mesmo a menor que seja) foi imprescindível para a minha formação acadêmica e profissional.

A Dra. Nilzele Gomes, que me disponibilizou este tema incrível e inovador para a região, a toda a sua paciência e profissionalismo. Devo muito a você, jamais esquecerei tudo o que foi me ensinado nesse período e levarei para toda a minha vida.

Ao José Gálvez, meteorologista do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), um dos desenvolvedores (Juntamente com o Michel Davison) do GDI, que disponibilizou ajuda quanto a interpolação e ao cálculo do seu índice e toda a sua preocupação em desenvolver um índice para regiões tropicais, no qual faço parte.

A toda a equipe do Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia (CENSIPAM) aonde tive o privilégio de estagiar e conhecer grandes profissionais como Urias Andrade, Márcio Miranda, Luiz (esqueci o sobrenome), e claro, a Nilzele. Agradecimento ao bolsista Michell Cruz, bacharel em ciência da computação, que pôde me ajudar com as interpolações em grande quantidade, me poupando trabalho braçal. A Letícia, minha colega de curso e colega de estágio, que me disponibilizou seus dados pré baixados de Metar. A Camila Soares, Gabriel Catete, por estarem comigo nesses meses de estágio e por toda parceria.

A minha orientadora Professora Dra. Ludmila Silva, que sempre se mostrou disponível e pôde me auxiliar nesses últimos anos de curso.

A meu centro acadêmico, na qual faço parte (gestão 2018 e 2019), que possui um espaço maravilhoso, um computador disponível na maioria das vezes, que fez com que TCC se desenvolvesse a cada instante.

Ao laboratório ATMOS, localizado na Faculdade de meteorologia, supervisionado pelo professor Dr. Paulo Afonso Fischer Kuhn, onde pude trabalhar não só o TCC, como tantos outros trabalhos da faculdade e de congressos de meteorologia e climatologia.

Ao Laboratório de Sinótica (Labsin) no qual pude trabalhar meu TCC em vários momentos da minha reta final da graduação.

Ao Laboratório de Estudos e Modelagem Hidro Ambientais (LEMHA), por todo suporte que foi me dado.

Agradeço a Jéssica Nathália do Carmo Magalhães por disponibilizar suporte técnico para a realização deste TCC.

Agradeço especialmente meus colegas de curso, Ângelo Rodrigo Brito Ribeiro, Maurício do Nascimento Moura e Dênis José Cardoso Gomes, por todo apoio que foi me dado. Agradeço também ao Marcelo Rodrigues da Cunha, colega de curso e de turma, que sempre se dispões a ajudar quando solicitado.

A todos os meus colegas e professores da faculdade de Meteorologia, pelos ensinamentos, companheirismo, pelos conselhos, passei 4 anos cheios de emoções (das mais diversas emoções) ao lado deles.

## RESUMO

O Índice Gálvez-Davison (GDI) foi desenvolvido para melhorar a previsão de convecção tropical, devido a eficiência limitada dos índices de instabilidade tradicionais, quando utilizados para regiões tropicais. O GDI considera propriedades termodinâmicas da baixa e média troposfera, e é calculado a partir de temperaturas do ambiente e razões de mistura disponíveis em 950, 850, 700 e 500 hPa. Assim, pode ser facilmente obtido a partir de dados de radiossondagens, análises em grade e saída de modelo numérico. Este estudo teve como objetivo avaliar o desempenho do GDI na previsibilidade de precipitação em Belém-PA, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018, comparado ao desempenho de outros índices termodinâmicos. Para avaliar a capacidade dos índices termodinâmicos em prever a ocorrência de precipitação em Belém, em até oito horas após ao horário de lançamento das radiossondas, foi utilizado o método de análise de contingência (MAC). O MAC usa critérios de erros e acertos da previsão para avaliar o desempenho da mesma, através de índices de previsão, que são calculados por meio de parâmetros da tabela de Contingência. Os resultados obtidos mostram que o índice K obteve melhor desempenho entre os índices estudados, o GDI obteve o segundo melhor desempenho. O SWEAT foi o pior índice avaliado neste trabalho. Com relação a análise por período, o GDI obteve melhor desempenho que os demais índices no horário das 00 UTC, nos demais períodos o índice K mostrou melhor eficiência. De modo geral, o período do ano e horário do dia em que os índices termodinâmicos apresentaram melhor desempenho, foi no período chuvoso às 12 UTC. Já o pior desempenho dos mesmos ocorreu no período menos chuvoso à 00 UTC. Os estudos de caso para os dias 03 de fevereiro e 03 de julho de 2018 mostraram que os índices K e GDI conseguiram prever os eventos precipitantes ocorridos nesses dias. Isso mostra que os índices K e GDI são os mais confiáveis para se utilizar na previsibilidade de chuvas na região de Belém.

Palavras-chave: Climatologia - Pará. GDI. Convecção Tropical. Teste de Contingência.

## **ABSTRACT**

The Gálvez-Davison Index (GDI) was developed to improve the prediction of tropical convection, due to the limited efficiency of traditional instability indices, when used for tropical regions. The GDI considers thermodynamic properties of the low and medium troposphere, and is calculated from ambient temperatures and mixing ratios available at 950, 850, 700 and 500 hPa. Thus, it can be easily obtained from radiosonde data, grid analysis and numerical model output. This study aimed to evaluate the performance of GDI in the predictability of precipitation in Belém-PA, from January 2009 to December 2018, compared to the performance of other thermodynamic indices. To evaluate the ability of the thermodynamic indices to predict the occurrence of precipitation in Belém, within eight hours after the launching of the radiosonde, the contingency analysis method (MAC) was used. The MAC uses prediction error and accuracy criteria to assess its performance, using forecast indexes, which are calculated using parameters in the Contingency table. The results obtained show that the K index had the best performance among the studied indexes, the GDI obtained the second best performance. SWEAT was the worst index evaluated in this study. Regarding the analysis by period, the GDI performed better than the other indexes at 00 UTC, in the other periods the K index showed better efficiency. In general, the period of the year and time of day when the thermodynamic indices performed best, was in the rainy season at 12 UTC. Their worst performance, on the other hand, occurred in the least rainy season at 00 UTC. The case studies for February 3 and July 3, 2018 showed that the K and GDI indices were able to predict the precipitating events that occurred on those days. This shows that the K and GDI indexes are the most reliable to be used in predicting rainfall in the Belém region.

Keyword: Climatology - Pará GDI. Tropical Convection. Contingency Test.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Localização da cidade de Belém, no estado do Pará.16
- Figura 2 - Climatologia de precipitação em Belém, de 1970 a 2018.17
- Figura 3 – (a) Lançamento da radiossonda no DTCEA-BE, às 12 UTC e (b) exemplo de uma radiossonda.18
- Figura 4 - Exemplo de teste de contingência realizado no primeiro dias de janeiro de 2018, com o índice K..... 33
- Figura 5 - Média da série histórica de precipitação horária, do período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018, em Belém-PA.35
- Figura 6 - Teste de contingência aplicado a estação chuvosa (DEZ-MAI) da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.36
- Figura 7 - Teste de contingência aplicado a estação menos chuvosa (JUN-NOV) da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.38
- Figura 8 - Teste de contingência aplicado ao horário das 00 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.40
- Figura 9 - Teste de contingência aplicado ao horário das 12 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.42
- Figura 10 - Teste de contingência aplicado a estação chuvosa (DEZ-MAI) no horário das 00 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.44
- Figura 11 - Teste de contingência aplicado a estação menos chuvosa (JUN-NOV) no horário das 00 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.45
- Figura 12 - Teste de contingência aplicado a estação chuvosa (DEZ-MAI) no horário das 12 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.46
- Figura 13 - Teste de contingência aplicado a estação menos chuvosa (JUN-NOV) no horário das 12 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.48
- Figura 14 - Teste de contingência aplicado ao período total estudado, de 2009 a 2018 em Belém-PA.49
- Figura 15 - Precipitação horária do dia 03 de fevereiro de 2018.51
- Figura 16 - Imagens do satélite GOES-16 do canal 9  $\mu\text{m}$ , vapor d'água (a) e canal 16  $\mu\text{m}$ , infra vermelho realçado (b), do dia 03 de fevereiro de 2018, às 12 UTC.51
- Figura 17 - Diagrama Skew T Log P do dia 03 de fevereiro de 2018, às 12 UTC.52
- Figura 18 - Precipitação horária do dia 03 de julho de 2018, às 00 UTC.53
- Figura 19 - Imagens do satélite GOES-16 do canal 9  $\mu\text{m}$ , vapor d'água (a) e 16  $\mu\text{m}$ , infra vermelho realçado (b), do dia 03 de julho de 2018, às 00 UTC.54
- Figura 20 - Figura 20 - Diagrama Skew T Log P do dia 03 de julho de 2018, às 00 UTC.55

## LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Probabilidade de tempestades em função dos valores do índice K.20
- Tabela 2 - Possibilidade de tempestades em função dos valores do índice Showalter.21
- Tabela 3 - Potencial para tempestades severas em função dos valores do índice SWEAT.23
- Tabela 4 - Instabilidade da atmosfera em função dos valores do índice “Lifted”.24
- Tabela 5 - Atividade convectiva em função dos valores do índice TT.**Erro! Indicador não definido.**
- Tabela 6 - Potencial para tempestades severas em função dos valores da CAPE.26
- Tabela 7- Potencial convectivo em função dos valores do GDI.31
- Tabela 8 - Valores de referência de índices termodinâmicos, adotados nessa pesquisa, para a identificação de tempestades.31
- Tabela 9 - Valores dos índices termodinâmicos obtidos no dia 03 de fevereiro de 2018, às 12 UTC.53
- Tabela 10 - Valores dos índices termodinâmicos obtidos no dia 03 de julho de 2018, às 00 UTC.55

## SUMÁRIO

<b>SUMÁRIO</b> .....	23
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	12
<b>2 OBJETIVO</b> .....	15
<b>2.1 Objetivo geral</b> .....	15
<b>2.2 Objetivos específicos</b> .....	15
<b>3 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	16
<b>3.1 Área de Estudo</b> .....	16
<b>3.2 Climatologia de Belém</b> .....	16
<b>3.3 Dados utilizados</b> .....	17
<b>3.4 Metodologia</b> .....	19
3.4.1 Descrição dos índices de instabilidade termodinâmica .....	19
3.4.2 Descrição do Método de Análise de Contingência (MAC).....	32
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	35
<b>4.2 Análise do desempenho dos índices termodinâmicos pelo teste de contingência (MAC)</b> .....	35
<b>4.3 Estudo de caso</b> .....	50
4.3.1 Desempenho dos índices de instabilidade termodinâmica para um caso ocorrido no período chuvoso de 2018.....	50
4.3.2 Desempenho dos índices de instabilidade termodinâmica para um caso ocorrido no período menos chuvoso de 2018 .....	53
<b>5 CONCLUSÃO</b> .....	56
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	57

## 1 INTRODUÇÃO

Na meteorologia, a atmosfera terrestre pode ser classificada de acordo com seu estado de equilíbrio termodinâmico, ela é estável quando não há movimentos turbulentos expressivos na vertical, caracterizada geralmente por ventos fracos. Ou seja, as camadas de ar mais próximas da superfície são mais frias do que as camadas logo acima destas, gerando uma camada de estabilidade. Caso uma parcela de ar seja deslocada verticalmente nestas condições, ela tende a retornar a sua posição inicial. A atmosfera neutra é caracterizada por condições de ventos moderados e caso exista um deslocamento vertical de uma parcela de ar, esta tende a permanecer para onde foi deslocada. Já a atmosfera é considerada instável na ocorrência de camadas de ar consideravelmente mais quentes próximas da superfície e mais frias logo acima (FERREIRA *et al.*, 2016). Esse perfil de intenso gradiente de temperatura com o aumento da altura é comum na primavera e verão, devido ao grande aquecimento diurno da superfície provocado pela maior incidência de radiação solar nesta estação do ano, em grande parte do continente. Esse aspecto favorece a convecção e, conseqüentemente, a instabilização da atmosfera, favorecendo a formação de nuvens, precipitação e principalmente a ocorrência de tempestades convectivas (FERREIRA *et al.*, 2016).

Localizada na região tropical, a floresta amazônica é conhecida por desempenhar um papel muito importante no sistema climático, ajudando a impulsionar as circulações atmosféricas nos trópicos através de cerca de metade da chuva que cai na sua floresta (MARENGO; NOBRE, 2009). De acordo com Mota e Nobre (2006), a atividade convectiva na Amazônia influencia os sistemas meteorológicos e os padrões climáticos característicos do verão da América do Sul, tais como: A circulação anticiclônica em altos níveis, denominada de Alta da Bolívia (AB); A banda de nebulosidade de intensa atividade convectiva com orientação NW-SE, denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); O Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN) e a Baixa do Chaco (WANZELER *et al.*, 2018).

A atividade convectiva nesta região é um importante mecanismo de aquecimento da atmosfera tropical, pois a localização dessa região favorece o recebimento de radiação solar, obtendo valor máximo de radiação no verão do hemisfério Sul. Além da localização e disponibilidade de energia solar, o tipo de superfície, a cobertura de nuvens, o tipo de cobertura vegetal e albedo colaboram para o saldo de radiação (CHARNEY, 1975). Essas características afetam a profundidade inteira da troposfera e servem para unir a camada limite com o resto da atmosfera. Portanto, contribuem para as definições das condições de tempo e clima na região.

Os gradientes horizontais de temperatura na região amazônica são muito pequenos, sendo que esses perfis de temperatura mudam lentamente com o tempo. No entanto, a quantidade de umidade presente na atmosfera apresenta variações espaciais bastante acentuadas entre uma região com forte atividade convectiva, devido a movimentos ascendentes do ar que resfriam e umedecem a atmosfera, e outra com pouca ou nenhuma nebulosidade convectiva, natural de movimentos subsidentes que aquecem e secam a atmosfera (MOTA; NOBRE, 2006; RIEHL, 1979). Dessa forma, a estrutura termodinâmica da atmosfera pode ser determinada pelo tipo de convecção presente (BETTS, 1974), pois a baixa troposfera geralmente se apresenta mais fria em dias chuvosos que em dias secos (BETTS, 1974; RIEHL, 1979). A atividade convectiva (característica da Bacia Amazônica) tem papel determinante no tempo e no clima da região. A influência nos sistemas meteorológicos locais ocorre da mesma maneira que eles os mesmos atuam fortalecendo e/ou enfraquecendo as atividades convectivas (MOTA; NOBRE, 2006).

Uma das maneiras de verificar a possibilidade de ocorrer convecção e o seu tipo de organização é fazer uma análise do ambiente termodinâmico, identificando a existência de instabilidade termodinâmica na atmosfera da região de estudo. A avaliação pode ser realizada por meio da análise de parâmetros objetivos, conhecido como “índices de instabilidade” que são utilizados como ferramentas de auxílio à previsão do tempo, tanto em latitudes médias, como tropicais (SILVA DIAS, 2000; NASCIMENTO, 2005; LIMA, 2005).

Para avaliar se a atmosfera é estável ou instável são utilizados índices de instabilidade. De acordo com Beneti e Silva Dias (1986), os índices de instabilidade podem ser definidos como parâmetros numéricos de cálculo objetivo que visam estabelecer uma relação entre a ocorrência de tempestades e a circulação de meso ou grande escala nas quais estão imersas, e para tentar prognosticá-las, utilizam-se perfis verticais de vento, temperatura e umidade.

De acordo com Mota e Nobre (2006), observou-se que a convecção severa pode se desenvolver mesmo com baixos valores de CAPE (menor que 1000 J/kg), pois a precipitação extrema, do período estudado, também esteve associada aos sistemas de meso e grande escala (fatores dinâmicos) que, possivelmente se sobrepuseram à escala local. Os autores concluíram ainda que as condições termodinâmicas são necessárias, mas não são as únicas responsáveis pela formação da convecção úmida profunda com precipitações extremas na estação chuvosa da cidade. Então, os fatores dinâmicos têm papel importante para formação e desenvolvimento das nuvens precipitantes na região (MOTA; NOBRE, 2006; SANTOS *et al.*, 2014). E isso, de alguma forma, não é bem representado por alguns índices de instabilidade, quando aplicados para regiões localizadas próximo aos trópicos.

Por exemplo, os índices termodinâmicos Showalter, Lifted e Sweat foram confeccionados por especialistas em regiões de latitudes médias e altas, obtendo maior eficiência nestas regiões, mas não é observado o mesmo resultado em latitudes tropicais (GÁLVEZ; DAVISON, 2014), podendo ocasionar demasiados erros por conta de uma atmosfera com características diferentes. Diante disso, se torna importante verificar o grau de confiabilidade de alguns índices de instabilidade, na aplicação da previsão de tempo à curto prazo, para uma região tropical.

## **2 OBJETIVO**

### **2.1 Objetivo geral**

Avaliar o desempenho do índice termodinâmico Gálvez-Davison em relação a outros índices, que são utilizados na previsibilidade de precipitação em Belém-PA.

### **2.2 Objetivos específicos**

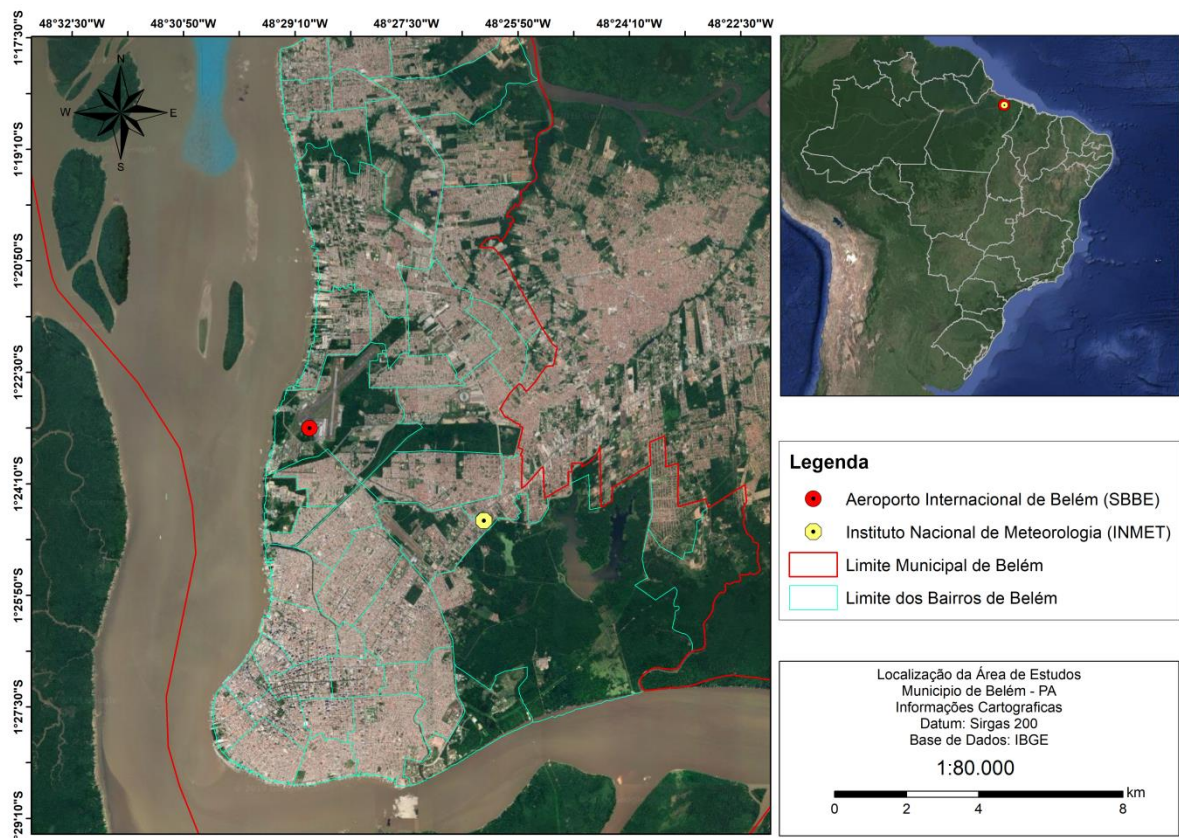
- Identificar qual índice termodinâmico apresentou o melhor e o pior desempenho na previsibilidade de precipitação em Belém.
- Verificar em qual período do ano e horário do dia que o índice termodinâmico Gálvez-Davison e os demais índices analisados apresentaram o melhor e o pior desempenho na previsão de precipitação em Belém-PA.
- Validar os resultados obtidos nas análises do desempenho dos índices termodinâmicos através de estudos de caso.

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Área de Estudo

A cidade de Belém está localizada no estado do Pará, entre as coordenadas geográficas de 1° 28' S e 48° 29' W, com altitude média de 16 metros acima do nível do mar. A Figura 1 mostra em detalhes a localização da área de estudo, bem como, os pontos de coleta de dados, conforme serão mencionados mais a frente.

Figura 1 - Localização da cidade de Belém, no estado do Pará.



Fonte: Autor.

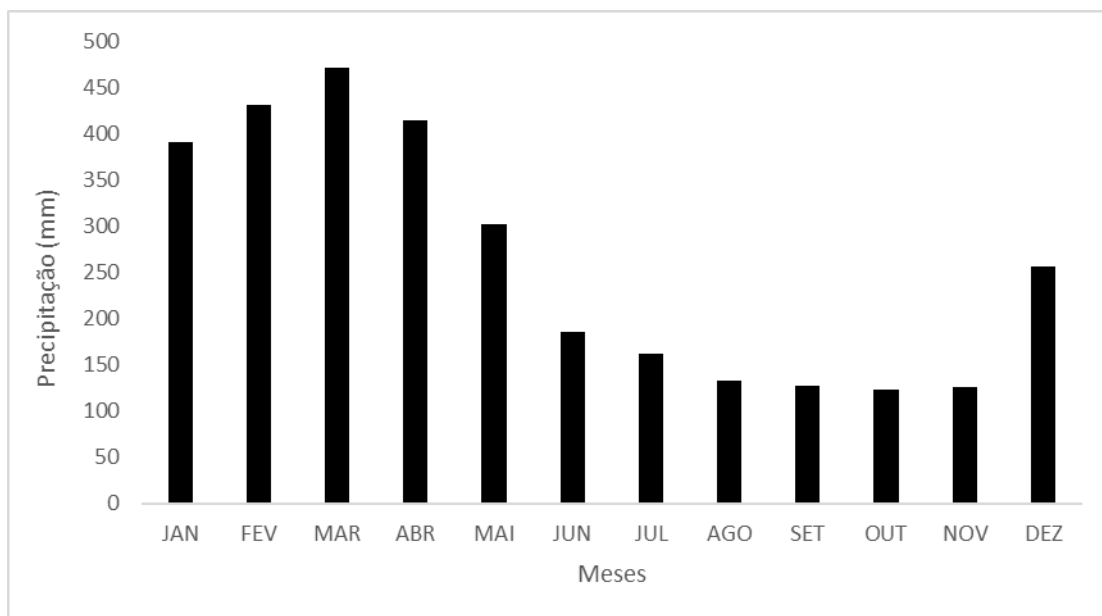
#### 3.2 Climatologia de Belém

Pelo fato da cidade de Belém se encontrar em baixas latitudes e adjacente a rios e ao Oceano Atlântico, ela apresenta clima quente e úmido, com elevado acumulado pluviométrico anual. As variáveis meteorológicas, são influenciadas por vários processos de grande, meso e micro escala. Como fenômenos de grande escala, destaca-se a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), o principal responsável pela precipitação que cai na região nos meses mais chuvosos. Como fenômenos de meso escala, tem-se as Linhas de Instabilidade, formadas

no nordeste do Pará e que, em alguns casos, adentram a região, sendo responsáveis pelas chuvas nos meses mais secos (COHEN, 1989). E como fenômenos de microescala, pode-se citar a formação de nuvens cumulonimbus isoladas, oriundas de efeitos locais, como o aquecimento da superfície.

A Figura 2 mostra a climatologia pluviométrica mensal de Belém, no período de 1970 a 2018. Observa-se que nos meses de dezembro, janeiro, fevereiro, março, abril e maio os totais mensais são maiores que nos demais meses (junho a novembro). Portanto, para este trabalho, foi definido o período chuvoso sendo, de dezembro a maio (DEZ-MAI), e o menos chuvoso, de junho a novembro (JUN-NOV), conforme discutido por outros autores (FISHER; NOBRE, 1998).

Figura 2 - Climatologia de precipitação em Belém, de 1970 a 2018.



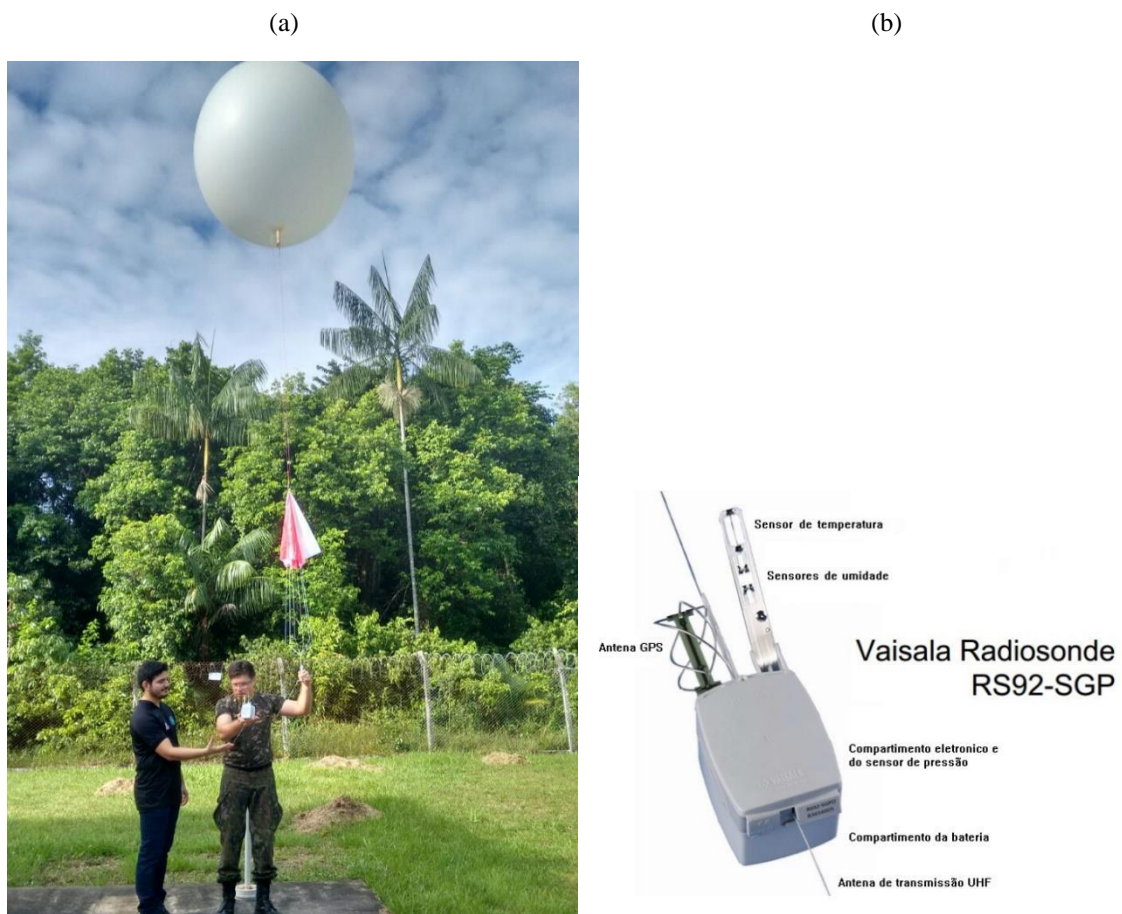
Fonte: INMET (2019).

### 3.3 Dados utilizados

As Estações Meteorológicas de Altitude (EMAs) destinam-se a coletar dados meteorológicos de temperatura, umidade e pressão atmosférica, desde a superfície até níveis superiores da atmosfera, utilizando-se de sinais de rádio frequência enviados por radiossondas, que são lançadas acopladas a um balão meteorológico. Os valores de direção e de velocidade do vento, nos diversos níveis, são calculados a partir do posicionamento do balão em função do tempo e das coordenadas vertical e horizontal. Este processo chama-se radiossondagem (MANUAL DE ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE ALTITUDE, 2015).

A Figura 3 mostra a preparação para o lançamento de uma radiossonda. A radiossondagem é a principal fonte de dados de ar superior para a previsão de ventos e de temperaturas em altitude, turbulência, formação de gelo em aeronaves, cálculo da probabilidade de trovoadas, formação de nuvens, trilhas de condensação, avaliações do movimento e da dispersão de nuvens de cinzas vulcânicas e de nuvens radioativas, bem como, para emprego na área de pesquisa e de modelagem numérica (MANUAL DE ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE ALTITUDE, 2015).

Figura 3 – (a) Lançamento de radiossonda no DTCEA-BE, às 12 UTC e (b) exemplo de uma radiossonda.



Fonte: Autor (a) e Vaisala (b).

Em Belém, as radiossondagens são realizadas pelo comando da Aeronáutica. Os dados coletados podem ser obtidos no site da University of Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>), onde juntamente com as informações do perfil da atmosfera são disponibilizados valores dos índices termodinâmicos. As radiossondagens são realizadas duas vezes ao dia nos horários de 00 UTC e 12 UTC, conforme horário padrão definido pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). Para este estudo, foram utilizados dados diários de radiossondagens, dos dois horários disponíveis, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.

Para as análises estatísticas foram utilizados dados que informam a ocorrência ou não de precipitação e dados que fornecem as características termodinâmicas do perfil vertical da atmosfera. As informações de ocorrência ou não de precipitação foram obtidas no Aeroporto Internacional de Belém, através do registro do código Meteorological Aerodrome Report (METAR) que é um informe meteorológico regular de aeródromos, disponíveis em <https://www.redemet.aer.mil.br/>. O METAR é um informe codificado, associado às observações meteorológicas à superfície, e utilizado para fornecer informações sobre condições do tempo em um aeródromo específico, a maioria dos aeródromos gera esse código de hora em hora, nas horas cheias, porém ele pode ser confeccionado com outra frequência, caso o tempo esteja instável e seja necessária uma atualização mais precisa (SOUZA, 2018).

Os dados de precipitação mensal de Belém são referentes ao período de janeiro de 1970 a dezembro 2018, os quais foram obtidos da estação convencional, adquiridos do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP), do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Em complemento, os dados de precipitação horária (de janeiro de 2009 a dezembro 2018) foram obtidos da estação automática do INMET.

As imagens de satélite foram obtidas do dia 03 de fevereiro e 03 de julho de 2018, do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Para esse trabalho, o Índice Gálvez-Davison foi calculado em planilhas eletrônicas do excel, pois esse índice não é fornecido no site da University of Wyoming.

### 3.4 Metodologia

#### 3.4.1 Descrição dos índices de instabilidade termodinâmica

##### a) Índice de instabilidade K

O índice de instabilidade K é utilizado para a estimativa do potencial de tempestades e de precipitação. É fundamentado na taxa de variação vertical da temperatura, no conteúdo de umidade na baixa troposfera e na extensão vertical da camada úmida. Este índice tende a capturar condições favoráveis à ocorrência de tempestades em ambientes úmidos em toda a troposfera, como é observado em ambientes tropicais, e apresentar valores relativamente baixos quando da inserção de ar seco em níveis baixos a médios, aumentando a depressão do bulbo úmido em 700 hPa (NASCIMENTO, 2005; TAVARES; MOTA, 2012). O índice K pode ser calculado através da equação abaixo.

$$K = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (1)$$

Onde,

$T_{850}$  = Temperatura do ar à 850 hPa (°C).

$Td_{850}$  = Temperatura do ponto de orvalho à 850 hPa (°C).

$T_{700}$  = Temperatura do ar à 700 hPa (°C).

$Td_{700}$  = Temperatura do ponto de orvalho à 700 hPa (°C).

$T_{500}$  = Temperatura do ar à 500 hPa (°C).

O índice K é muito útil para o diagnóstico de convecção, entretanto não pode ser usado para determinar a intensidade da mesma (ALCÂNTARA; CAMARGO, 1969).

Na Tabela 1, podemos conferir os intervalos de K em função da probabilidade de ocorrência de tempestades, proposto por George (1960).

Tabela 1 - Probabilidade de tempestades em função dos valores do índice K.

Índice K	Probabilidade de tempestades
$K < 20$	Improvável
$20 < K < 25$	Tempestades isoladas
$25 < K < 30$	Tempestades muito dispersas
$30 < K < 35$	Tempestades dispersas
$35 < K < 40$	Tempestades intensas

Fonte: George (1960).

#### b) Índice de instabilidade Showalter (IS)

O índice Showalter foi desenvolvido por A. K. Showalter (1947) para a previsibilidade de tempestades, o índice IS é o excesso de temperatura de uma parcela de ar em relação ao ambiente em 500 hPa. A temperatura da parcela é obtida a partir de seu levantamento com início em 850 hPa pela adiabática seca até o nível de condensação por levantamento (NCL) calculado a partir desse mesmo nível e, em seguida, trazida pela adiabática saturada até o nível de 500 hPa. Valores negativos de IS indicam a possibilidade de convecção. IS não é um bom índice quando a umidade na camada limite está confinada a níveis inferiores a 850 hPa ou em casos de convecção elevada, ou seja, com base de nuvem acima de 850 hPa (SHOWALTER, 1947; BLUESTEIN, 1993; HALLAK; PEREIRA FILHO, 2004). Esse índice é obtido da seguinte forma:

$$IS = T_{500} - T_{parcela} \quad (2)$$

Onde,

$T_{500}$  = Temperatura do ar à 500 hPa (°C)

$T_{parcela}$  = Temperatura do ar à 500 hPa de uma parcela levantada de 850 hPa (°C)

O IS é um índice de tempo severo bastante popular. É similar ao IL, porém utiliza uma parcela levantada de 850hPa até 500hPa. Em 500 hPa a temperatura da parcela é subtraída da temperatura da sondagem. Quanto mais negativo o IS é, maior a instabilidade. Na Tabela 2, se pode observar os limiares e as respectivas condições de tempo desse índice termodinâmico.

Tabela 2 - Possibilidade de tempestades em função dos valores do índice Showalter.

Índice Showalter (IS)	Possibilidade de tempestades
$IS > 3$	Sem atividade convectiva
$1 \leq IS \leq 3$	Possíveis pancadas de chuva/Tempestades isoladas
$-2 \leq IS < 1$	Possibilidade de tempestades severas
$IS < -6$	Tempestades severas prováveis/possibilidade de tornados

Fonte: Showalter (1947)

É importante citar que, historicamente, alguns índices surgiram por motivos puramente práticos. O IS, por exemplo, compara a temperatura do ambiente em 500 hPa com a temperatura de uma parcela de ar, que inicia seu levantamento a partir de 850 hPa pela adiabática seca até o nível de condensação por levantamento (NCL) e, em seguida, essa parcela é levada pela adiabática saturada até o nível de 500 hPa. Nota-se que  $T_{500}$  é uma variável básica, calculada com o auxílio da teoria da parcela. Portanto, o IS é baseado na teoria da parcela. Na ocasião da formulação do IS, os centros meteorológicos recebiam primeiramente, e com bastante antecedência, as medidas de radiossondagens nos níveis mandatórios. O restante da sondagem demandava um tempo maior para sua recepção (ALCÂNTARA; CAMARGO, 1969; HALLAK; PEREIRA FILHO, 2012; NWSTC, 2019).

Como o IS usa apenas as informações de temperatura em 850 e 500 hPa e temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa, o previsor tinha uma breve, porém antecipada, ideia da instabilidade atmosférica antes mesmo que a sondagem fosse finalizada. Com a sondagem completa em mãos, uma análise mais rigorosa da estabilidade atmosférica era então realizada. Sabia-se, desde então, que os índices termodinâmicos podiam ser severamente afetados pela estimativa incorreta da quantidade de umidade em baixos níveis troposféricos, quando as sondagens se elevam em meio à precipitação, quando há inversões térmicas significativas na camada limite planetária ou quando há erros nas sondagens nos níveis mandatórios utilizados nos cálculos (ALCÂNTARA; CAMARGO, 1969; HALLAK; PEREIRA FILHO, 2012; NWSTC, 2019).

c) Ameaça de Tempo Severo (SWEAT)

O índice Severe Weather Threat (SWEAT) avalia o potencial de intempéries severas combinando vários parâmetros em um índice. Esses parâmetros incluem umidade em baixos níveis (ponto de orvalho de 850 hPa), instabilidade (Índice Total Totals), velocidade do vento nos níveis inferior e médio (850 e 500 hPa) e advecção de ar quente (variação entre 850 e 500 hPa). Portanto, é feita uma tentativa de incorporar informações cinemáticas e termodinâmicas em um índice. Como tal, o índice SWEAT deve ser utilizado para avaliar o potencial de tempo severo, e não o potencial comum de trovoadas (UK AG WEATHER CENTER, 2019).

Este índice de instabilidade empírico nos permite avaliar a existência de condições meteorológicas favoráveis ao desenvolvimento de tornados. Foi desenvolvido nos Estados Unidos após se observar um grande número destes fenômenos. Valores entre 300 e 400, indicam a possível ocorrência de um forte levantamento, acarretando a eventos intensos de tempestades. Quando o índice é igual ou superior ao valor de 400, há uma probabilidade muito alta de desenvolvimento de nuvens de tempestade e tornados (embora não se possa dizer que exista certeza matemática). Comparado a outros índices, demonstrou notável superioridade na identificação de situações favoráveis ao desenvolvimento do fenômeno nos EUA (UK AG WEATHER CENTER, 2019).

O SWEAT é bastante elaborado, pois é computado a partir de 5 termos:

- ✓ Umidade nos baixos níveis, pelo ponto de orvalho em 850hPa
- ✓ Instabilidade, através do Totals
- ✓ Jato de baixos níveis, pelo vento em 850hPa
- ✓ Jato de altos níveis, pelo vento em 500hPa
- ✓ Advecção quente, entre 850 e 500hPa

É especificamente utilizado para tempestades dos tipos ordinárias a severas e calculado pela equação (3). E a Tabela 3 mostra as condições de tempo associadas aos valores do índice.

$$SWEAT = 12 * Td_{850} + 20 * TERM2 + 2 * SKT_{850} + SKT_{500} + SHEAR \quad (3)$$

Onde,

$Td_{850}$  = Temperatura do ponto de orvalho à 850 hPa (°C)

TERM2 = MAX (TOTL – 49,0)

TT = Índice Total Totals

$SKT_{850}$  = Velocidade do vento à 850 hPa (KT)

$SKT_{500}$  = Velocidade do vento à 500 hPa (KT)

$$\text{SHEAR} = 125 * [ \text{SIN} ( \text{DIR}_{500} - \text{DIR}_{850} ) + 0.2 ]$$

$\text{DIR}_{500}$  = Direção do vento a 500 hPa

$\text{DIR}_{850}$  = Direção do vento a 850 hPa

Tabela 3 - Potencial para tempestades severas em função dos valores do índice SWEAT.

Índice SWEAT	Potencial para Tempestades Severas
$\text{SWEAT} \leq 300$	Sem potencial para tempestades severas
$300 < \text{SWEAT} \leq 400$	Potencial para tempestades severas
$\text{SWEAT} > 400$	Potencial para tornados

Fonte: Autor.

d) Índice de Levantamento “Lifted”

O índice levantado “Lifted” (IL) é calculado pela diferença entre a temperatura observada em 500 hPa e a temperatura de uma parcela de ar levantada da superfície até 500hPa. Quanto mais instável o ambiente, mais negativo será o índice (HALLAK; PEREIRA FILHO, 2012).

O índice IL é o excesso de temperatura de uma parcela de ar em 500 hPa, que foi levantada até o NCL a partir da camada mais úmida em baixos níveis, normalmente a camada limite planetária onde a umidade relativa é superior a 60 ou 65%, e posteriormente levada pela adiabática úmida até o nível de 500 hPa. Pode-se, alternativamente, usar os valores médios de temperatura potencial e razão de mistura nos 500 metros mais próximos da superfície para iniciar o levantamento da parcela. Outras vezes, usa-se somente a temperatura potencial e a razão de mistura na superfície para iniciar o levantamento adiabático da parcela. O valor de IL é afetado quando há, por exemplo, uma camada rasa, porém, intensa, de inversão térmica próxima a 500 hPa (BLUESTEIN, 1993). O índice IL não é um bom indicador de convecção para o período vespertino, quando calculado a partir de sondagens realizadas no período da manhã. Por este motivo, IL pode também ser calculado a partir das previsões de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho em superfície para o período de maior aquecimento do dia (HALLAK; PEREIRA FILHO, 2004). Esse índice é obtido pela equação abaixo, e os valores obtidos podem ser interpretados de acordo com a Tabela 4.

$$IL = T_{500} - T_{parcela} \quad (4)$$

Onde,

$T_{500}$  = Temperatura do ar à 500 hPa (C°).

$T_{parcela}$  = Temperatura do ar a 500 hPa de uma parcela levantada com a pressão, temperatura e ponto de orvalho médios da camada a 500 metros acima da superfície.

Tabela 4 - Instabilidade da atmosfera em função dos valores de IS.

Índice de Levantamento	Instabilidade
$0 \leq IL \leq 3$	Estável
$-3 \leq IL < 0$	Marginalmente instável
$-6 \leq IL < -3$	Moderadamente instável
$-9 \leq IL < -6$	Muito instável
$IL < -9$	Extremamente instável

Fonte: Galway (1956).

Esses valores são válidos para 2/3 do leste dos EUA, mas não se deve confiar somente no IL para avaliar o potencial convectivo. O IL é fácil de ser determinado através do diagrama Skew T Log P.

Outro ponto importante é que, sua limitação se dá pelo fato de ser baseado em apenas 3 entradas: temperatura, ponto de orvalho da camada limite e temperatura em 500hPa. Desta forma, muitas características das sondagens tornam-se desconhecidas, como camadas secas ou inversão. Além disso, o IL não considera o cisalhamento vertical do vento, que frequentemente é um elemento importante para o ambiente de convecção severa.

#### e) ÍNDICE CROSS TOTALS

Cross Totals: Expressa o lapse rate entre duas superfícies, em geral 850 e 500 hPa, sendo que usualmente desenvolvimentos convectivos têm este índice maior do que 26 (PINHEIRO *et al.*, 2013).

É aconselhável checar valores críticos para este índice conforme a região de interesse; de modo geral, o valor crítico é 44. Deve-se ter cuidado ao utilizá-lo, pois é possível que haja grande influência do lapse rate e não tanto do teor de umidade na camada, podendo levar a inferências errôneas (PINHEIRO *et al.*, 2013). Ele é obtido da seguinte forma:

$$CTT = Td_{850} - T_{500} \quad (5)$$

Onde,

$Td_{850}$  = Temperatura do Ponto de orvalho (°C) à 850 hPa.

$T_{500}$  = Temperatura do ar (°C) à 500 hPa.

#### f) ÍNDICE VERTICAL TOTALS

É a combinação do teor de umidade nos baixos níveis com as temperaturas superiores; usualmente, valores maiores do que 18 indicam (mas não garantem) desenvolvimentos convectivos (PINHEIRO *et al.*, 2013). O índice é obtido pela equação (6).

$$VTT = T_{850} - T_{500} \quad (6)$$

Onde,

$T_{850}$  = Temperatura do ar a 850 hPa (°C).

$T_{500}$  = Temperatura do ar a 500 hPa (°C).

g) ÍNDICE TOTAL TOTALS (TT)

O TT desenvolvido por Nascimento (2005) é outro índice de tempo severo. É calculado através da temperatura e ponto de orvalho em 850 hPa e temperatura em 500 hPa. Quanto maior a temperatura e o ponto de orvalho em 850 hPa e menor a temperatura em 500hPa, maior será a instabilidade e o valor de TT. O índice pode ser entendido como a junção das características de dois sub-índices, o CTT e VTT, e pode ser calculado de duas maneiras, em sua fórmula propriamente dita ou na somatória de CTT e VTT (MILLER, 1972; PINHEIRO *et al.*, 2013), ambas expressas nas equações abaixo:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - T_{500}) \quad (7)$$

ou

$$TT = CTT + VTT \quad (8)$$

Onde,

$T_{850}$  = Temperatura do ar a 850 hPa (°C).

$Td_{850}$  = Temperatura do ponto de orvalho a 850 hPa (°C).

$T_{500}$  = Temperatura do ar a 500 hPa (°C).

O TT é amplamente utilizado como índice de tempo severo e muito fácil de calcular. Entretanto, é limitado pois utiliza dados somente de dois níveis (850 e 500 hPa) e sendo assim, não considera inversão, umidade e camadas secas entre esses níveis, além de não considerar o cisalhamento do vento (HALLAK; PEREIRA FILHO, 2012). As condições de tempo associadas aos valores de TT são mostradas na Tabela abaixo:

Tabela 5 - Atividade convectiva em função dos valores do índice TT.

Índice Total Totals	Atividade Convectiva
TT < 44	Potencial fraco

44 < TT < 50	Tormentas moderadas
50 < TT < 55	Tormentas fortes
TT > 55	Tormentas muito fortes

Fonte: Nascimento (2005).

Assim como o índice K, a maior limitação do índice TT é a dependência da umidade em 850 hPa, pois a umidade em baixos níveis pode estar abaixo dessa superfície. Quando a massa de ar é quente e úmida, esses índices dão interpretações semelhantes, mas quando o ar é mais frio e seco o TT tem melhores resultados por dar um peso maior à presença de ar frio em níveis médios (HALLAK; PEREIRA FILHO, 2012).

#### h) Energia Potencial Disponível para a Convecção (CAPE)

É comumente utilizado para avaliar o potencial da atmosfera para desenvolver convecção em função do aquecimento da superfície, desde que o mesmo quantifica a máxima energia disponível para a ascensão de uma parcela de ar de acordo com a teoria da parcela. Nascimento (2005) relata que, para as Planícies americanas, valores de CAPE entre 1000 e 2500 J kg<sup>-1</sup> são considerados altos; valores acima de 2500 J kg<sup>-1</sup> indicam instabilidade acentuada e, acima de 4000 J kg<sup>-1</sup>, instabilidade extrema (ALCÂNTARA; CAMARGO, 1969; HALLAK; PEREIRA FILHO, 2012). Esse índice pode ser calculado pela equação (9), e as condições de estabilidade da atmosfera associadas a ele, são mostradas na Tabela 6.

$$CAPE = \int_{NCE}^{NE} R d(T_{vp} - T_{va}) d \ln p, \quad (9)$$

Onde,

$T_{vp}$  = Temperatura virtual da parcela

$T_{va}$  = Temperatura virtual do ambiente

$R_d$  = Constante do gás para ar seco (287,054 J kg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>).

P = Pressão atmosférica (kpa).

Tabela 6 - Potencial para tempestades severas em função dos valores da CAPE.

CAPE (J kg <sup>-1</sup> )	Potencial para tempestades severas
1000 < CAPE < 2500	Alto potencial
2500 < CAPE < 4000	Potencial para tempestade acentuada
CAPE > 4000	Potencial para instabilidade extrema

Fonte: Bluestein (1993).

Portanto, a CAPE é um indicador do potencial para convecção profunda e intensidade convectiva, e fornece uma medida da estabilidade integrada de toda a extensão da sondagem, ao contrário de outros índices que utilizam informações de apenas alguns níveis.

No entanto, esse índice tem algumas limitações, as quais são listadas abaixo:

- O cálculo da CAPE é extremamente sensível à razão de mistura média nos 500m iniciais. Por exemplo, o aumento de 1g/kg pode aumentar o CAPE em 20%.
- Uma vez que o cálculo da CAPE é baseado na teoria da parcela, não são levados em consideração processos como mistura, capacidade de água e congelamento.
- Cálculos de CAPE baseados na camada de superfície podem subestimar o potencial convectivo em situações de alta convecção.
- Uma vez que a CAPE, por si só, não considera o cisalhamento do vento, o potencial para convecção severa pode ser subestimado quando em ambiente de intenso cisalhamento.

Usualmente a CAPE é calculada automaticamente, e seus valores são disponibilizados nas versões eletrônicas do diagrama Skew T Log P. Durante o cálculo é normal levantar uma parcela que represente valores médios de temperatura e umidade nos primeiros 50 a 100 hPa. Esta camada representa a média das condições de aquecimento e umidade que alimentam as tempestades convectivas. Não é recomendado que a avaliação do potencial convectivo seja baseada somente na CAPE. É preciso considerar a intensidade das inversões de baixos níveis, a altitude do NCL e outros fatores relacionados à distribuição vertical de CAPE que podem modular a convecção (ALCÂNTARA; CAMARGO, 1969).

É importante enfatizar que, para essa pesquisa, os valores de todos os índices, descritos até aqui, foram obtidos dos arquivos de radiossondagens disponibilizados pelo site da University of Wyoming. E o único índice calculado exclusivamente para esse trabalho foi o índice Gálvez-Davison, o qual será descrito a seguir.

#### i) Índice Gálvez-Davison (GDI)

De acordo com Galvéz e Davison (2014), o seu índice consiste na soma algébrica de três sub-índices adimensionais e um fator de correção de altitude. Cada um desses índices descreve um recurso troposférico que é relevante para o desenvolvimento de convecção tropical. A expressão do cálculo do GDI é:

$$GDI = CBI + MWI + II + TC \quad (10)$$

Onde,

- CBI é um índice de fluabilidade de colunas;

- MWI é um índice de aquecimento Médio-Troposférico;
- II é um índice de inversão;
- TC é a correção de terreno opcional.

O GDI foi intencionalmente desenvolvido para produzir valores semelhantes aos do índice K, para os quais alguns ajustes empíricos foram feitos nas constantes.

As variáveis de entrada consistem em temperaturas e proporções de mistura disponíveis em 950, 850, 700 e 500 hPa. O nível de 950 hPa foi escolhido em vez do obrigatório de 925hPa, para garantir a consideração de informações da camada limite. Isso é particularmente importante em ambientes com TWIs (inversão do vento) abaixados, que às vezes ficam abaixo do nível de 850 hPa. Abaixo, os passos para o cálculo de seu índice serão descritos.

As temperaturas potenciais ( $\theta$ ) e as razões de mistura ( $r$ ) são calculadas para cada camada, da seguinte forma:

$$\theta_A = \theta_{950} = T_{950}(1000/950)^{2/7} \quad (11)$$

$$r_A = r_{950} \quad (12)$$

$$\theta_B = 0.5(\theta_{850} + \theta_{700}) = 0.5[T_{850}(1000/850)^{2/7} + T_{700}(1000/700)^{2/7}] \quad (13)$$

$$r_B = 0.5(r_{850} + r_{700}) \quad (14)$$

$$\theta_C = \theta_{500} = T_{500}(1000/500)^{2/7} \quad (15)$$

$$r_C = r_{500} \quad (16)$$

Os proxies do EPT (Temperatura Potencial Equivalente) são calculados aplicando a cada camada:

$$EPTP_A = \theta_A e^{\left(\frac{L_0 r_A}{c_{pd} T_{850}}\right)} \quad (17)$$

$$EPTP_B = \theta_B e^{\left(\frac{L_0 r_B}{c_{pd} T_{850}}\right)} + \alpha \quad (18)$$

$$EPTP_C = \theta_C e^{\left(\frac{L_0 r_C}{c_{pd} T_{850}}\right)} + \alpha \quad (19)$$

Onde  $\alpha = -10$  [K] é uma constante de ajuste empírico projetada para limitar valores de GDI excessivos, em regiões com umidade abundante e acima de 850 hPa. Esses proxies

EPT são, então, usados para o cálculo dos três sub índices do GDI, conforme detalhado a seguir.

- *Índice de fluabilidade da coluna*

O CBI descreve a disponibilidade de calor e umidade na coluna. É o único sub índice do GDI que produz valores positivos, pode ser considerado como o sub índice de aprimoramento. O CBI se torna maior quando uma troposfera média quente e úmida é reforçada por condições quentes e úmidas próximas à superfície. Valores altos sugerem a presença de uma camada úmida profunda, com potencial para manter convecção profunda e chuva pesada. Para calcular o CBI, os termos de EPT são primeiro calculados, para a média (ME) e baixa troposfera (LE), e em seguida são utilizados para calcular o CBI com uma expressão condicional:

$$ME = EPTP_C - \beta \quad (20)$$

$$LE = EPTP_A - \beta \quad (21)$$

$$CBI = \left\{ \begin{array}{ll} \gamma \times LE \times ME & , LE > 0 \\ 0 & , LE \leq 0 \end{array} \right\} \quad (22)$$

Onde  $\beta = 303\text{K}$  é uma constante empírica projetada para definir um limite inferior para a disponibilidade de calor e umidade na camada limite. Isso desconsidera massas de ar muito secas e / ou fria, que define o CBI para zero. A constante  $\gamma = 6,5 \times 10^{-2} [\text{K}^{-1}]$  é uma escala de quantidade empírica usada para atingir valores adimensionais em faixas semelhantes às do índice K.

- *Índice de aquecimento / estabilização troposférico médio*

O MWI é responsável pela estabilização/desestabilização em associação com cumes quentes/frio e cavidades no meio da troposfera. É um fator de inibição, o que significa que produz apenas valores negativos ou zero. Valores negativos ocorrem quando as temperaturas de 500 hPa excedem o limite  $\tau = 263,15 \text{ K}$  ou  $-10^\circ \text{ C}$ . Temperaturas mais altas de 500 hPa acima desse limite estão relacionadas a inibição. O MWI é calculado via:

$$MWI = \left\{ \begin{array}{ll} \mu \times (T_{500} - \tau) & , T_{500} - \tau > 0 \\ 0 & , T_{500} - \tau \leq 0 \end{array} \right\} \quad (23)$$

Onde  $\mu = -7 [\text{K}^{-1}]$  é uma constante de escala empírica determinada para definir valores de MWI negativo e controlar o peso relativo do MWI na fórmula GDI.

- *Índice de inversão*

O II também é um fator de inibição projetado para capturar os efeitos do TWI. Considera dois processos que inibem a convecção do vento comercial: estabilidade na inversão e no ar seco arrastamento uma vez que as células convectivas o penetram. Consiste na soma algébrica de dois fatores adimensionais: fator de estabilidade  $S$  e fator de secagem  $D$ . A seguinte expressão condicional é usada para definir valores positivos em zero:

$$II = \begin{cases} 0 & , S + D > 0 \\ \sigma \times (S + D) & , S + D \leq 0 \end{cases} \quad (24)$$

Onde  $\sigma = 1,5$  [K-1] é uma constante de escala empírica determinada para controlar o peso dos efeitos do TWI na formulação GDI.  $D$  é um termo de taxa de caducidade e é calculado através de uma diferença simples de temperaturas de 950 e 700 hPa [K] através de:

$$S = T_{950} - T_{700} \quad (25)$$

Quanto menor a diferença, mais forte a estabilização devido a um aumento na fluutuabilidade negativa.  $D$  é calculado usando a diferença de fatores EPT.

$$D = EPTP_B - EPTP_A \quad (26)$$

E explica os efeitos da entrada de ar seco na inversão. Quanto maior a diminuição do EPT com altura, mais negativo se torna  $D$ , significando mais entrada de ar seco e inibição do desenvolvimento convectivo.

- *Correção de terreno*

A visualização aprimorada dos campos preditores é importante nas práticas de previsão do tempo, pois isso otimiza o tempo exigido pelo previsor para tirar conclusões e produzir uma previsão. A rigor, o GDI deve ser aplicável apenas em locais localizadas abaixo de 950 hPa. Os dados numéricos do modelo, no entanto, geralmente são interpolados para preencher camadas que, na realidade, estão sob a superfície do modelo. Esses dados contêm informações que podem ser usadas produtivamente para ajuste de altos valores de GDI em terrenos altos em valores mais realistas. Conseqüentemente, um sem dimensão o fator de correção do terreno  $TC$  é calculado com a pressão superficial  $PSFC$  [hPa] para melhorar a visualização/interpretação em terrenos altos:

$$TC = P_3 - \frac{P_2}{PSFC - P_1} \quad (27)$$

Onde  $P_1 = 500$  [hPa],  $P_2 = 9000$  [hPa] e  $P_3 = 18$  são todas constantes empíricas.

Após o cálculo de todos os termos para obter o valor do GDI, se utiliza a Tabela 7 para definir as condições de instabilidade da atmosfera associadas aos valores encontrados.

Tabela 7- Potencial convectivo em função dos valores do GDI.

GDI	Condições observadas
>45	Potencial de espalhamento para tempestades de chuva intensa generalizada.
45 a 35	Potencial para tempestades isoladas com possibilidade de chuvas intensas
35 a 25	Potencial para tempestades dispersas ou convecção rasa dispersa com tempestades isoladas
25 a 15	Potencial para trovoadas isoladas, mas principalmente convecção superficial.
15 a 5	Potencial para convecção superficial. Uma tempestade muito isolada e breve é possível
5 a -20	Potencial para convecção rasa isolada a dispersa, provável inversão de subsidência forte.
<-20	Inversão de subsidência forte, qualquer convecção deve ser muito rasa, isolada.

Fonte: Autor.

Tendo em vista os limiares observados nas tabelas de 1 a 7, adotou-se um limiar no qual indica a ocorrência de precipitação de cada índice termodinâmico estudado. A Tabela 8 indica qual limiar será escolhido para adotar no teste de contingência.

Tabela 8 - Valores de referência de índices termodinâmicos, adotados nessa pesquisa, para a identificação de tempestades.

Índices termodinâmicos	Condição atmosférica	Referência
$IK \geq 30$	Tempestades dispersas	George (1960)
$IL \leq -3$	Marginalmente instável	Galway (1960)
$IS \leq 1$	Chance de tempestades	Showalter (1947)
$CAPE \geq 1000$	Convecção profunda	McMurdie e House (2006)
$ISW \geq 300$	Potencial para tempestades	Nascimento (2005)
$TT \geq 44$	Tempestades isoladas	Miller (1972)

<b>GDI &gt; 25</b>	Potencial de trovoadas	Gálvez e Davison (2014)
--------------------	------------------------	-------------------------

Fonte: Autor.

Para avaliar a capacidade dos índices termodinâmicos em prever a ocorrência de precipitação em Belém, em até oito horas posteriores ao horário de lançamento das radiossondas, foi utilizado o Método de Análise de Contingência (MAC), descrito abaixo.

#### 3.4.2 Descrição do Método de Análise de Contingência (MAC)

O método de análise de contingência (MAC) foi desenvolvido por Finley (1884 *apud* WILKS, 2006), e esse método utiliza critérios de erros e acertos da previsão para avaliar o desempenho da mesma através de índices de previsão, que são calculados por meio de parâmetros da tabela de Contingência (WILKS, 2006), conforme mostra a Figura 4.

Em que:

- ✓ (A) O índice termodinâmico previu precipitação e a mesma ocorreu dentro das próximas oito horas.
- ✓ (B) O índice termodinâmico previu precipitação e a mesma não ocorreu dentro das próximas oito horas;
- ✓ (C) O índice termodinâmico não previu precipitação e a mesma ocorreu dentro das próximas oito horas;
- ✓ (D) O índice termodinâmico não previu precipitação e a mesma não ocorreu dentro das próximas oito horas.

Figura 4 - Exemplo de teste de contingência realizado no primeiro dias de janeiro de 2018, com o índice K.

Índice	Previsto	Observado	A	B	C	D
K	25,9	0	0	0	0	1
K	24,9	0	0	0	0	1
K	32,6	1	0	1	0	0
K	23,5	0	0	0	1	0
K	28,5	0	0	0	0	1
K	26,5	0	0	0	1	0
K	31,4	1	0	1	0	0
K	28,9	0	0	0	0	1
K	30,5	1	0	1	0	0
K	27,1	0	0	0	1	0
K	29,4	0	0	0	0	1
K	28,5	0	0	0	1	0
K	35	1	1	0	0	0
K	32,9	1	0	1	0	0
K	32,8	1	0	1	0	0
K	31,6	1	1	0	0	0
K	35	1	0	1	0	0
K	29,4	0	0	0	1	0
K	33,5	1	1	0	0	0
K	31	1	1	0	0	0
K	30,1	1	0	1	0	0
K	31,2	1	1	0	0	0

Previsto	Sim	Não	A+B
Sim	A	B	A+B
Não	C	D	C+D
	A+C	B+D	A+B+C+D

Previsto	Sim	Não	
Sim	5	7	12
Não	5	4	9
	10	11	21

POD	50
PA	42,85714
RAF	58,33333
ICS	29,41176
Bias	1,2

Fonte: Autor.

O próximo passo foi efetuar as somatórias dos pares de combinações de previsão/observação nas tabelas de contingência, de acordo com as categorias (A), (B), (C) e (D), como mostra na Figura 4. As avaliações objetivas de previsão do modelo referente aos meses dos períodos chuvoso e menos chuvoso foram realizadas utilizando a Probabilidade de Detecção (POD), Proporção de Acertos (PA), a Relação de Alarme Falso (RAF) e o Índice Crítico de Sucesso (ICS), cada um desses métodos é definido abaixo.

- a) **Probabilidade de Detecção (POD)** - é a relação do evento de chuva previsto corretamente com os eventos previstos correta ou incorretamente (Equação 28). Ou seja, mostra o desempenho de detecção da chuva. A melhor previsão ocorre quando o POD for igual a um (100%). Consequentemente a pior previsão ocorrerá quando o POD for igual a zero (0%) e é calculada conforme a equação abaixo:

$$POD = \frac{a}{a+c} * 100 \quad (28)$$

- b) **Proporção de Acertos (PA)** - é a medida mais direta e intuitiva das precisões de previsão para eventos discretos, proposta por Finley (1884), apud Wilks (2006). Esta é a fração das n previsões ocorridas para as quais a probabilidade prevê corretamente, se antecipando ao evento subsequente ou nenhum evento (previsão de chuva e ocorrência

da mesma ou previsão sem chuva em que ela não ocorreu). A pior PA é zero (0%) e a melhor é um (100%) e é calculada conforme a Equação 29.

$$PA = \frac{(a+b)}{n} * 100 \quad (29)$$

c) **Relação de Alarme Falso (RAF)** - é a proporção de previsões de ocorrência de chuva que na verdade não se concretizaram. O melhor possível RAF é zero (100%), e o pior possível RAF é um (0%) e é calculado de acordo com a Equação 30.

$$RAF = \frac{b}{a+b} * 100 \quad (30)$$

d) **Índice Crítico de Sucesso (ICS)** - é definido como o número de previsões corretas e divididas pelo número total de ocasiões nas quais aquele evento foi previsto e/ou observado. O pior índice crítico de sucesso é zero (0%), e o melhor índice crítico de sucesso é um (100%), e é calculado com a equação abaixo:

$$ICS = \frac{a}{(a+b+c)} * 100 \quad (31)$$

e) **O Bias** – Conhecido como Viés ou comparação da média prevista com a média observada, normalmente é representado como uma relação para verificação de tabelas de contingência. Em termos de tabela 2 x 2 a relação do Bias é:

$$B = \frac{(a+b)}{(a+c)} \quad (32)$$

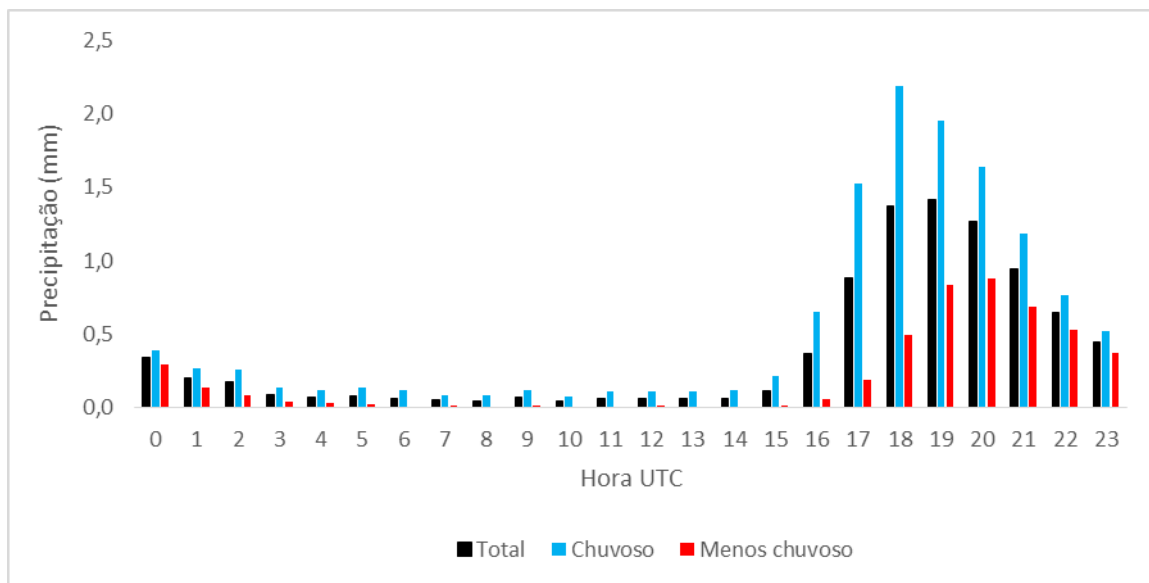
O *Bias* (B) simplesmente é a relação do número de sim previstos com o número de sim observados. Exibe previsões imparciais B = 1 indicando que o número de eventos previstos e observados foram os mesmos. Note que o *Bias* não fornece nenhuma informação sobre a correspondência entre as previsões e observações do evento em ocasiões particulares, de forma que o Bias não é uma medida de precisão. *Bias* maiores que 1 indicam que o evento previsto ocorreu mais que o observado (superestimado). Reciprocamente, *Bias* menores que 1 indicam que o evento previsto ocorreu menos que o observado (subestimado).

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Observação das ocorrências de precipitação horária em Belém

A precipitação média diária em Belém, da série histórica de 2009 a 2018, tem o seu maior valor em torno das 19 UTC. No período chuvoso, o maior volume ocorre às 18 UTC, já no período menos chuvoso, o seu maior acumulado ocorre às 20 UTC. Na Figura 5, observamos a distribuição temporal de precipitação dos anos estudados.

Figura 5 - Média da série histórica de precipitação horária, do período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018, em Belém-PA.



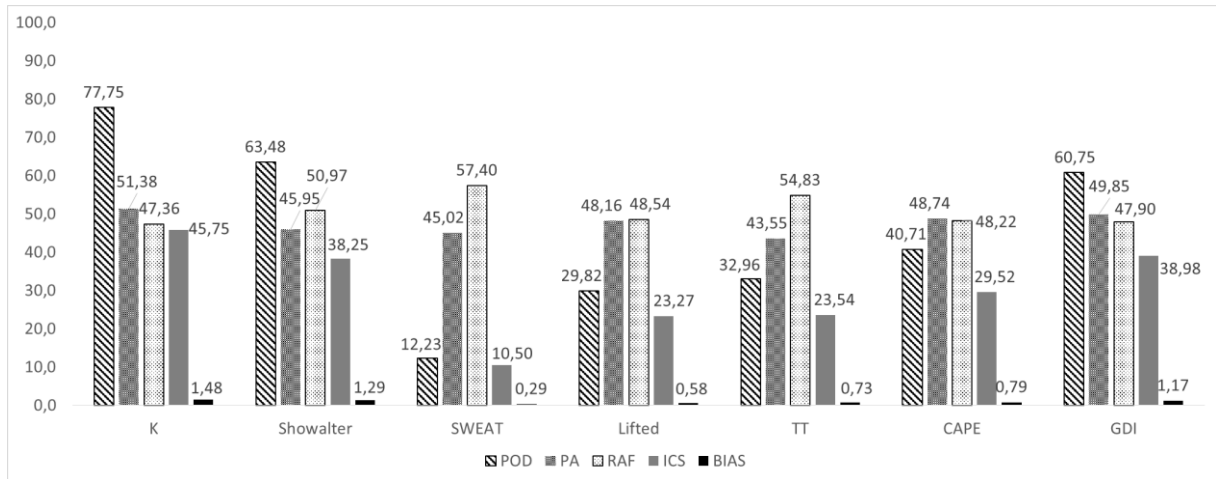
Fonte: INMET (2019).

### 4.2 Análise do desempenho dos índices termodinâmicos pelo teste de contingência (MAC)

No período chuvoso (dezembro a maio) da cidade de Belém-PA, foi observado que os índices termodinâmicos apresentaram desempenho mediano. Na Figura 6, pode-se observar que o índice K foi o que apresentou maior POD entre os índices estudados, com 77,75 %. Porém, o PA obteve valor de 51,38 %, ou seja, o índice superestimou a detecção de precipitação neste período em Belém. O RAF de 47,36 % é considerado alto e mostra que o índice K indicou precipitações que não foram observadas, tornando o índice não confiável na detecção de precipitação em Belém. O ICS, que é definido como o número de previsões corretas e divididas pelo número total de ocasiões nas quais aquele evento foi previsto, nos mostra que o índice K obteve sucesso no acerto em previsões de 45,75 %. O bias, que é a capacidade de um índice de superestimar (valores maiores que 1) ou subestimar (valores

menores que 1) o evento previsto - nos mostra que o índice K superestimou os eventos de precipitação, com valor de 1,48, isto é, 0,48 de superestimava.

Figura 6 - Teste de contingência aplicado a estação chuvosa (DEZ-MAI) da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.



Fonte: Autor.

O índice Showalter obteve POD de 63,48% e PA de 45,95%, mostrando que o índice obtém uma alta taxa de detecção de precipitação, porém o índice de acertos é menor, ou seja, o índice Showalter detecta mais que o observado. O RAF obteve valor de 50,97%, ou seja, este índice obteve previsão errônea, em mais da metade das previsões totais para o período analisado, tornando-se um índice não confiável na previsibilidade de precipitação em Belém. O ICS foi de 38,25%, abaixo que o índice K, indicando baixo sucesso crítico nas previsões. O bias foi de 1,29, mostrando que o índice termodinâmico superestimou os eventos de precipitação.

O índice de ameaça de tempo severo (SWEAT) obteve o pior POD, com 12,23%, mostrando que o índice é péssimo na detecção de precipitação em Belém. O PA apresentou valor de 45,02%, mostrando que a maioria dos acertos se dá pela não previsão de precipitação em função dos eventos não observados. O RAF obteve valor de 57,40%, mostrando que nos 12,23% do POD, mais da metade dos eventos previstos não se concretizaram. O ICS foi o menor nesta primeira análise em relação aos demais índices termodinâmicos, com valor de acerto em torno de 10,50%. O bias do SWEAT é de 0,29, demonstrando que houve subestimação dos eventos precipitantes.

O índice de levantamento (Lifted) obteve 29,82% de POD e 48,16% de PA, mostrando que o índice não apresenta um bom desempenho na detecção de precipitação e a maior parte dos seus acertos se dão pela não previsão e não ocorrência do evento. O RAF obteve valor de 48,54%, evidenciando que este índice previu de forma incorreta quase metade dos 29,82% do POD. O ICS em torno dos 23,27% nos mostra o baixo sucesso na previsibilidade de

precipitação na região. O bias de 0,58 mostra que o índice termodinâmico subestimou os eventos precipitantes em Belém neste período.

O índice Total Totals apresentou 32,96% de POD, e 43,55% de PA, mostrando que este índice possui baixa taxa de detecção e a maior parte de seu acerto se dá por conta dos eventos não previstos e que não ocorreram. O RAF de 54,83% evidencia que mais da metade dos 32,96% dos eventos informados pelo POD, não ocorreram. O ICS de 23,54% mostra que o sucesso do índice para Belém é muito baixo neste período. O bias de 0,73 mostra que o Total Totals subestimou os eventos precipitantes em Belém.

Já a CAPE apresentou 40,71% de POD e 48,74% de PA, mostrando aparente equilíbrio nos acertos por conta de previsão e ocorrência e não previsão e não ocorrência. O RAF apresentou valor de 48,22%, mostrando que a taxa de erros em relação a previsões é considerada alta. O ICS de 29,52% mostra o baixo sucesso da CAPE para este período em Belém. O bias de 0,79 mostra que o índice termodinâmico subestimou os eventos precipitantes em Belém.

Por outro lado, o GDI apresentou um POD de 60,75% e PA de 49,85%, mostrando boa detecção de precipitação em relação aos demais índices termodinâmicos nesse (com exceção do índice K), O PA de quase 50% denota que o índice é mediano na previsão de eventos precipitantes em Belém no período chuvoso. O RAF de 47,90% é elevado, mostrando que o índice previu eventos que não se concretizaram em quase 50% das vezes em que foi utilizado. O ICS do GDI é de 38,98%, bem abaixo do esperado para um índice tropical que foi testado no período chuvoso em Belém. O bias foi de 1,17, mostrando que o GDI superestimou os eventos precipitantes em Belém.

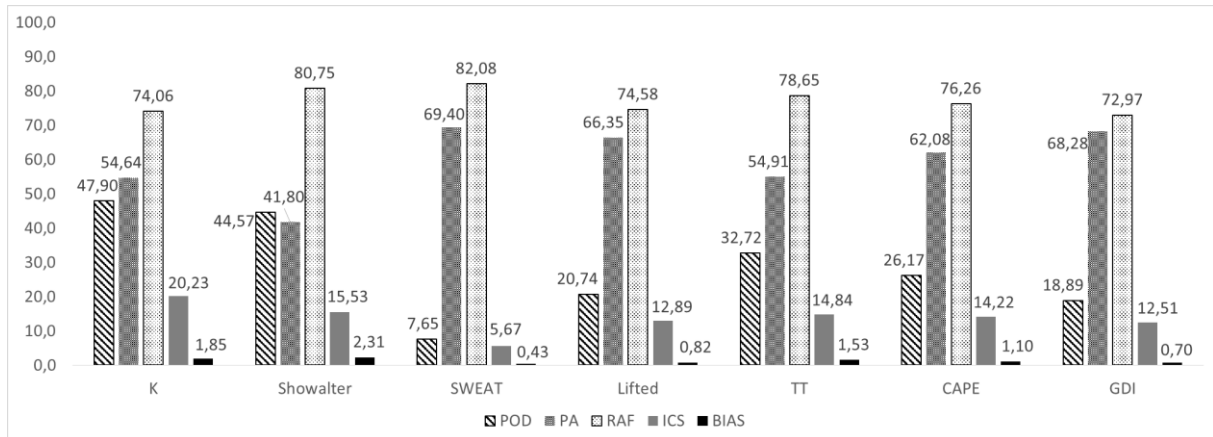
De forma surpreendente, esses resultados mostram que durante a estação chuvosa em Belém, no período de 2009 a 2018, o desempenho do índice K para prever a ocorrência de precipitação foi superior ao GDI e aos demais índices termodinâmicos analisados.

A Figura 7 representa o teste de contingência feito para o período menos chuvoso de Belém (JUN-NOV), notamos grande diferença nos valores.

O índice K obteve valores de POD de 47,90%, uma redução de 29,85% em relação aos 77,75% da POD do período chuvoso, mostrando que o índice perde a eficiência nos meses de junho a novembro quanto a detecção de eventos precipitantes. O PA apresentou valores de 54,64%, um leve aumento de 3,26% em relação ao PA do período chuvoso, mostrando que mesmo com a elevada redução da detecção de precipitação, o índice K manteve-se nesta porcentagem por conta de, principalmente, das previsões de não precipitação em que o evento não aconteceu. Por outro lado, o RAF apresentou valores de 74,06%, um considerável

aumento de 26,7% em relação ao período chuvoso, evidenciando que o índice K em suas previsões de precipitação, falhou demasiadamente em relação ao período chuvoso. O ICS obteve valor de 20,23%, uma redução de 25,52%, evidenciando que o índice K é menos eficiente no período menos chuvoso em Belém. O bias apresentou valor de 1,85, mostrando que o índice K ainda superestima os eventos precipitantes na região.

Figura 7 - Teste de contingência aplicado a estação menos chuvosa (JUN-NOV) da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.



Fonte: Autor.

O índice Showalter no período menos chuvoso apresentou POD de 44,57%, uma redução de 18,91% em relação ao menos chuvoso, evidenciando que o índice regride o desempenho de detecção nesse período. O PA foi de 41,80%, com redução de 4,15% em relação ao período anterior. O RAF foi de 80,75%, um grande aumento de 29,78%, evidenciando que grande parte dos 44,57% do POD, foi errônea. O ICS de 15,53% obteve redução de 22,72%. Assim como o índice K, o índice Showalter apresenta melhor sucesso no período chuvoso. O bias foi de 2,31, mostrando que o índice superestima os eventos precipitantes muito mais que no período anterior.

O índice SWEAT apresentou um POD de 7,65%, uma redução de 4,58%, mostrando que o desempenho reduzido no período chuvoso, foi agravado no período menos chuvoso em Belém. O PA de 69,40% mostrou um aumento de 24,38%. Este aumento na taxa de acertos se dá pelo fato da baixa detecção de previsibilidade, colaborando com o maior peso nas previsões de não ocorrência de eventos em que o mesmo não foi observado. O RAF obteve um considerável valor de 82,08%, um aumento de 25,35%, mostrando que no período menos chuvoso a sua eficiência na previsibilidade cai drasticamente. O ICS obteve o valor mais baixo dos índices analisados nesse período, com 5,67%, seu sucesso foi reduzido em 4,83%. O bias obteve valores menores de 1, indicando que o índice subestimou a ocorrência dos eventos precipitantes em Belém no período menos chuvoso.

O índice Lifted apresentou POD de 20,74% apresentando redução de 9,08% e PA de 66,35%, com aumento de 18,19% seguindo o padrão de que a maioria dos acertos se deu pelo fato do índice ser péssimo na detecção de eventos, e o mesmo não ocorrer. O RAF obteve valor de 74,58%, com aumento de 26,04%, mostrando o aumento de alarmes falsos cometidos pelo índice. O ICS obteve valor de 12,89%, uma redução de 10,38% em relação ao período anterior, evidenciando o pior desempenho no período menos chuvoso. O bias aumentou, porém o índice permanece subestimando os eventos precipitantes em Belém.

O índice TT obteve 32,72% de POD, um sutil declínio de 0,24% em relação ao período chuvoso. O PA obteve valor de 54,91%, um aumento de 11,36%. O RAF obteve valor de 78,56%, apresentando aumento de 23,82%. Podemos aferir que os valores errôneos do POD aumentaram no período menos chuvoso. O ICS de 14,84% confirma que o TT apresentou pior desempenho no período menos chuvoso, com redução de 8,7% ao período chuvoso. O bias indica que o TT superestimou os eventos precipitantes, porém em sua grande maioria de forma equivocada.

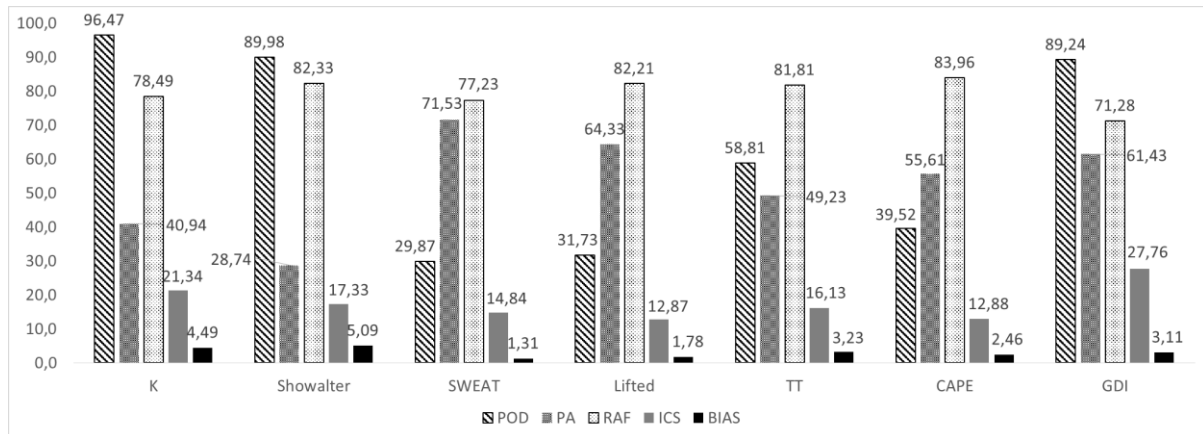
A CAPE apresentou 26,17% de POD, uma redução de 14,54% em relação ao período anterior. O PA obteve valor de 62,08%, um aumento de 13,34%. Podemos dizer novamente que estes acertos se dão por conta da baixa previsibilidade (certo ou errado) do índice, e que foram por conta da não previsão e não ocorrência do evento precipitante. O RAF foi de 76,26%, apresentando aumento de 28,04% em relação ao período anterior. O ICS de 14,22 apresentando redução de 15,3%, evidenciando a redução do desempenho do índice no período menos chuvoso. O bias, que antes subestimava os eventos precipitantes, agora se mostrou superestimando.

O GDI apresenta um POD de 18,89%, uma redução drástica de 41,86% em relação ao período chuvoso. O PA foi de 68,28%, um aumento de 18,43%. O RAF de 72,97% mostra o elevado número de alarmes falsos cometidos pelo índice, e o aumento de 25,07% em relação ao período anterior. O ICS de 12,51%, com redução de 26,47%, mostra que o índice também obtém desempenho reduzido no período menos chuvoso. O bias nesse período é menor que 1, ou seja, agora subestima os eventos precipitantes.

De junho a agosto, final do período chuvoso, as chuvas são provocadas por efeitos locais, como as brisas terrestres e marítimas e por Ondas de Leste (DOL), vindas nas correntes dos ventos alísios, geralmente os do sudeste. Estas ondas são fenômenos que se formam no campo da pressão atmosférica, ao longo dos alísios, na faixa tropical do globo, deslocando-se de leste para oeste (VIANELO; ALVES, 1991). De setembro a novembro, a precipitação geralmente é provocada pelos fenômenos de meso escala (BASTOS *et al.*, 2002).

A Figura 8 mostra o teste de contingência apenas para o horário das 00 UTC, para todos os períodos de estudo, sem levar em consideração a separação dos períodos chuvoso e menos chuvoso. Abaixo, será discutido como cada índice termodinâmico se comportou no período noturno na previsibilidade de precipitação em Belém-PA.

Figura 8 - Teste de contingência aplicado ao horário das 00 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.



Fonte: Autor.

O índice K apresentou 96,47% de POD, porém seu PA foi de 40,94%, indicando que o índice foi ótimo em detecção (Errônea ou não) de eventos precipitantes, porém seu índice de acerto foi bem abaixo. O RAF de 78,49% confirma que este índice apresentou alarmes falsos em demasia. O ICS foi de 21,34%, mostrando que o sucesso nas previsões foi baixo. O bias, capacidade do índice de superestimar um evento ou não foi de 4,49, muito acima de 1, demonstrando que nesse período das 00 UTC o índice K superestimou em demasia os eventos precipitantes.

O índice Showalter obteve 89,98% de POD, 28,74% de PA, e 87,22 de RAF, mostrando a alta detecção de eventos precipitantes, porém a maioria deles de forma errônea, com índice de alarme falso alto. O ICS apresentou valor de 17,33%, demonstrando baixo sucesso do índice Showalter. O bias de 5,09 demonstra a alta superestimação do índice nesse período da noite em Belém.

O índice SWEAT apresentou 29,87% de POD, seguindo a tendência de baixa detecção de eventos precipitantes. O PA foi de 71,53%. Podemos aferir que esse valor se deve ao número de acertos de não previsão e não ocorrência. O elevado RAF de 77,23% demonstra que o índice pouco acertou nas suas reduzidas detecções de eventos. O ICS de 14,84% evidencia o baixo sucesso do índice. O bias foi de 1,78, indicando que o mesmo superestimou os eventos precipitantes nesse período.

O índice Lifted apresentou 31,73% de POD, 64,33% de PA e 82,21% de RAF, mostrando que o índice obteve baixo número de acertos em suas detecções. O ICS de 12,87% confirma esse baixo desempenho nesse período noturno. O bias foi de 3,23, mostrando que o Lifted superestima os eventos precipitantes em Belém nesse período.

O índice TT obteve mediana detecção, com POD de 58,81%. O PA foi de 49,23% e o RAF de 81,81%, mostrando a elevada taxa de erro nas detecções de eventos precipitantes. O ICS de 12,88% evidencia o baixo sucesso do TT nesse período. O seu bias foi maior que 1, superestimando os eventos precipitantes em Belém.

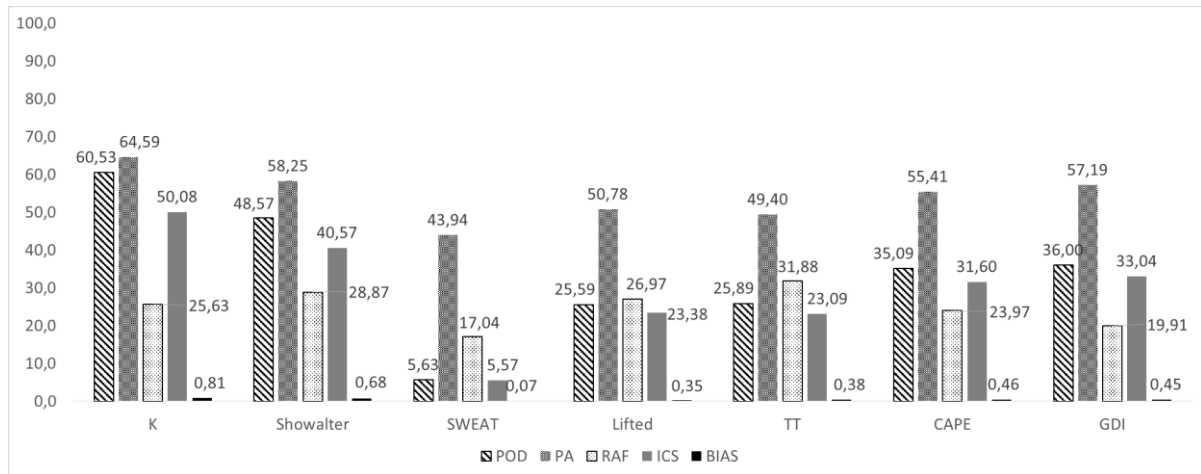
A CAPE apresentou POD de 39,52%, PA de 55,61% e RAF de 89,96%, mostrando que o índice obteve baixo desempenho na previsibilidade, o ICS confirma isso com valor de apenas 12,88%. O bias de 2,46 indica a superestimação do índice em Belém nesse período.

O GDI obteve valor de 89,24%, PA de 61,43%, porém com RAF elevado de 71,28%. O ICS apresentou valor de 27,76%, apresentando baixo sucesso. O bias foi de 3,11, indicando que o GDI superestimou os eventos precipitantes em Belém às 00 UTC.

No período das 00 UTC, a temperatura média do ar cai por conta da ausência de radiação solar na superfície. No entanto, a umidade relativa aumenta com a ausência de radiação solar (BARBOSA *et al.*, 2015). Podemos atribuir o alto percentual de alarmes falsos dos índices de instabilidade por conta da elevada umidade presente na atmosfera belenense, associado com temperaturas médias noturnas em torno dos 23°C.

Na Figura 9, demonstra a variação dos valores provenientes do teste de contingência em Belém, para todo o período estudado, às 12 UTC.

Figura 9 - Teste de contingência aplicado ao horário das 12 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.



Fonte: Autor.

O índice K obteve 60,53% de POD, uma redução de 35,94% em relação ao período das 00 UTC. O PA obteve valor de 64,59%, com um aumento de 23,65% comparado ao período anterior. O RAF de 25,63% apresentou elevada redução de 52,86%. O ICS foi o melhor em relação aos demais índices nesse período, com 50,08% e apresentou aumento de 28,74% ao período anterior, indicando uma melhora do índice no período das 12 UTC. O bias ficou abaixo de 1, indicando que o índice K subestimou os eventos precipitantes em Belém.

O Showalter obteve valor de 48,57% de POD, apresentando redução de 41,41%. O PA de 58,25% apresentando aumento de 29,51%. O RAF obteve valor de 28,87%, com uma incrível redução de 53,46%, mostrando que o índice obteve menor registro de alarmes falsos em relação ao período anterior. O ICS de 40,57% mostra o aumento de 23,24% no sucesso deste índice em Belém. O bias menor que 1, indicando subestimação do Showalter no período das 12 UTC.

O SWEAT apresentou 5,63% de POD, 24,24% menor que no período anterior. O PA observado foi de 43,94%, redução de 27,59% em relação ao período anterior. O RAF observado foi de 17,04%, uma redução de 60,19%, ocasionado pela diminuição da POD. O ICS obteve valor de 5,57%, uma redução de 9,27% referente ao seu sucesso. O bias foi muito menor que 1, evidenciando que o índice termodinâmico subestima demasiadamente os processos precipitantes em Belém nesse período.

O Lifted apresentou 25,59% de POD, obtendo redução de 6,14% em relação ao período anterior. O PA observado foi de 50,78%, com redução de 13,55%. O RAF foi de 26,97%, com redução de 54,24%. O ICS foi de 23,38%, apresentando aumento de 10,51%. O bias foi de 0,35%, indicando a subestimação dos eventos precipitantes em Belém.

O TT apresentou valor de 25,89% em POD, com redução de 32,92% em relação ao ano passado. O PA foi de 49,40%, com aumento sutil de 0,17%. O RAF foi de 31,88%, com redução de 49,93%. O ICS observado foi de 23,09%, um aumento de 6,96% no sucesso do índice nesse período. O bias foi de 0,38, indicando que o índice subestima os eventos precipitantes nesse período.

A CAPE obteve 35,09% de POD, uma redução de 4,43% em relação ao período anterior. O PA foi de 55,41%, uma leve redução de 0,20%. O RAF foi de 23,97%, apresentou redução de 59,99%. O ICS foi de 31,60%, obtendo aumento de 18,72%. O bias foi de 0,46 para este período, indicando subestimação do índice termodinâmico em relação a ocorrência de precipitação nesse período.

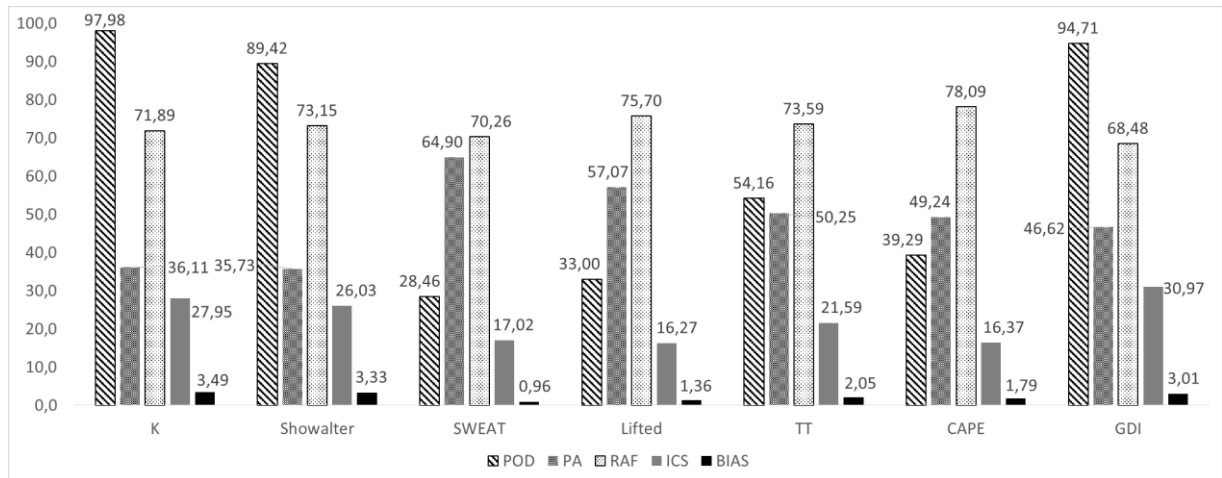
O GDI apresentou 36,0% de POD, com redução de 53,24%. O PA obtido foi de 57,19%, com redução de 4,24%. O RAF observado foi de 19,91%, com redução de 51,37%. O ICS foi de 33,04%, obtendo aumento de 5,28% em relação ao período anterior. O bias foi de 0,45, indicando subestimação do GDI para a previsão dos eventos precipitantes em Belém nesse período.

O desempenho dos índices de instabilidade às 12 UTC se mostra melhorado em comparação ao horário das 00 UTC. Podemos observar que o RAF diminuiu consideravelmente neste período, indicando que os índices obtiveram maior sucesso nas previsões. Segundo Barbosa et al (2015), as maiores médias pluviométricas ocorrem a partir das 15 UTC, tempo relativamente curto em relação ao lançamento da radiossonda, podendo atribuir o alto desempenho dos índices de instabilidade por conta deste fato. GDI neste período perde para o índice K.

A Figura 10 mostra o teste de contingência para o período chuvoso (DEZ-MAI) apenas às 00 UTC, de 2009 a 2018 em Belém.

O índice K apresentou elevado valor de POD, com 97,98%. O PA foi de 36,11%. O RAF obtido foi de 71,89%. O ICS foi de 27,95%. Observamos pelos valores de bias que o índice K superestimou demasiadamente a ocorrência de eventos precipitantes no período chuvoso às 00 UTC, com 3,49.

Figura 10 - Teste de contingência aplicado a estação chuvosa (DEZ-MAI) no horário das 00 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.



Fonte: Autor.

O Showalter apresentou 89,42% em POD. O PA observado foi de 35,73%. O RAF obteve valor de 73,1%. O ICS foi de 26,03% nesse período. O bias obteve valor de 3,33, evidenciando a superestimação do índice termodinâmico Showalter.

O SWEAT obteve 28,46% de POD, e PA de 64,90%. O RAF foi de 70,26%. O ICS obtido foi de 17,02%. O bias foi de 0,96, informando subestimação do índice neste período.

O Lifted obteve 33,0% de POD. PA de 57,07%. O RAF obtido foi de 75,70%. O ICS foi de 16,27%. O bias com 1,36, indicando uma leve superestimação do índice termodinâmico neste período.

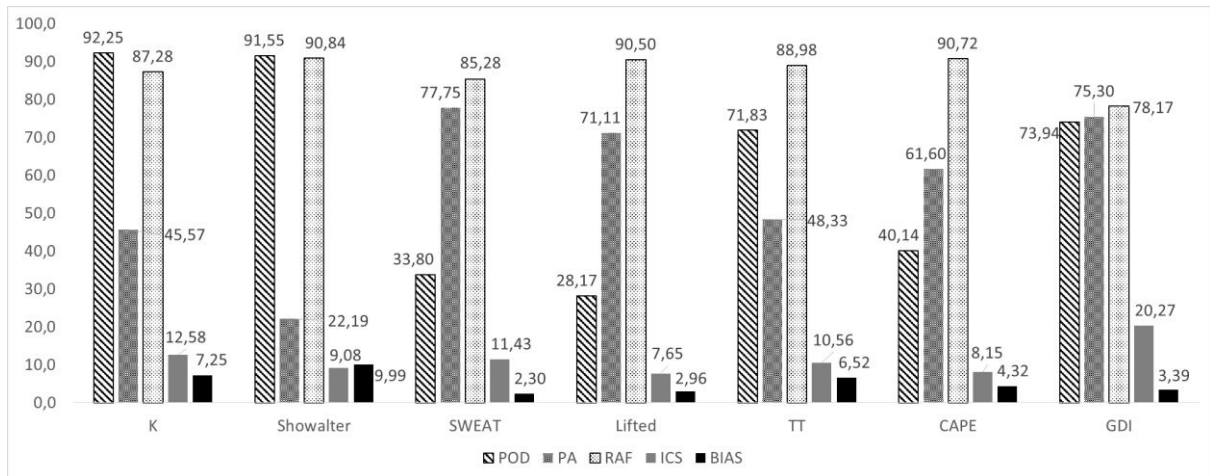
O TT obteve valor de 54,16% de POD. O PA foi de 50,25%. O RAF apresentou valor de 73,59%. O ICS obtido foi de 21,59%. O bias de 2,05 indica a superestimação do índice nesse período.

A CAPE apresentou 39,29% de POD. PA de 4,24%. RAF de 78,09% e ICS de 16,37%. O bias obtido foi de 1,79, indicando superestimação da CAPE neste período.

O GDI apresentou elevado valor de POD, com 94,71%. PA de 46,62%. O RAF observado foi de 68,48%. O ICS obtido foi de 30,97%. O bias apresentou valor de 3,01, indicando a superestimação do índice para este período.

Na Figura 11, apresenta o teste de contingência para o período menos chuvoso apenas para às 00 UTC. Podemos observar a variação no desempenho dos índices termodinâmicos em relação ao período anterior.

Figura 11 - Teste de contingência aplicado a estação menos chuvosa (JUN-NOV) no horário das 00 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.



Fonte: Autor.

O índice K obteve POD de 92,25%, com redução de 5,73% em relação ao período chuvoso das 00 UTC. O PA obtido foi de 45,57%, com aumento de 9,46%. O RAF foi de 87,28%, com aumento de 15,39%. O ICS foi de 12,58%, com redução de 15,37%. O bias apresentou valor elevado, com de 7,25.

O índice Showalter obteve valor de 91,55% em POD, com aumento de 1,13%. O PA obtido foi de 22,19%, com redução de 3,84%. O RAF 90, 84%, apresentando aumento de 17,69%. O ICS foi de 9,08%, com redução de 16,95%. O bias foi o maior registrado entre os índices, com 9,99, mostrando que o índice superestimou demasiadamente os eventos precipitantes em Belém nesse período.

O índice SWEAT obteve 33,80% de POD, com aumento de 5,34%. O PA obtido foi de 77,75%, com aumento de 12,85%. O RAF foi de 85,28%, com aumento de 15,02%. O ICS foi de 11,43%, com redução de 5,59%. O bias apresentou valor de 2,30, superestimando os eventos precipitantes nesse período em Belém.

O Lifted obteve valor de 28,17% em POD, com redução de 4,83%. O PA obtido foi de 71,11%, com redução de 14,04%. O RAF obtido foi de 90,50%, com aumento de 14,8%. O ICS obteve valor de 7,65%, com redução de 8,62%. O bias foi de 2,96, indicando a superestimação do índice nesse período.

O TT apresentou valor de 71,83% de POD, com aumento de 17,67%. O PA foi de 48,33%, com redução de 1,92%. O RAF apresentou valor de 88,98%, com aumento de 15,39%. O ICS foi de 10,56% com redução de 11,03%. O bias foi de 6,52, indicando a superestimação do índice a eventos precipitantes nessa região.

A CAPE apresentou 40,14% em POD, com aumento de 0,85%. O PA foi de 61,60%, com aumento de 12,36%. O RAF obtido foi de 90,72%, com aumento de 12,63%. O ICS foi de 8,15%, com redução 8,22%. O bias foi de 4,32, indicando a superestimação da CAPE em relação aos eventos precipitantes em Belém neste período.

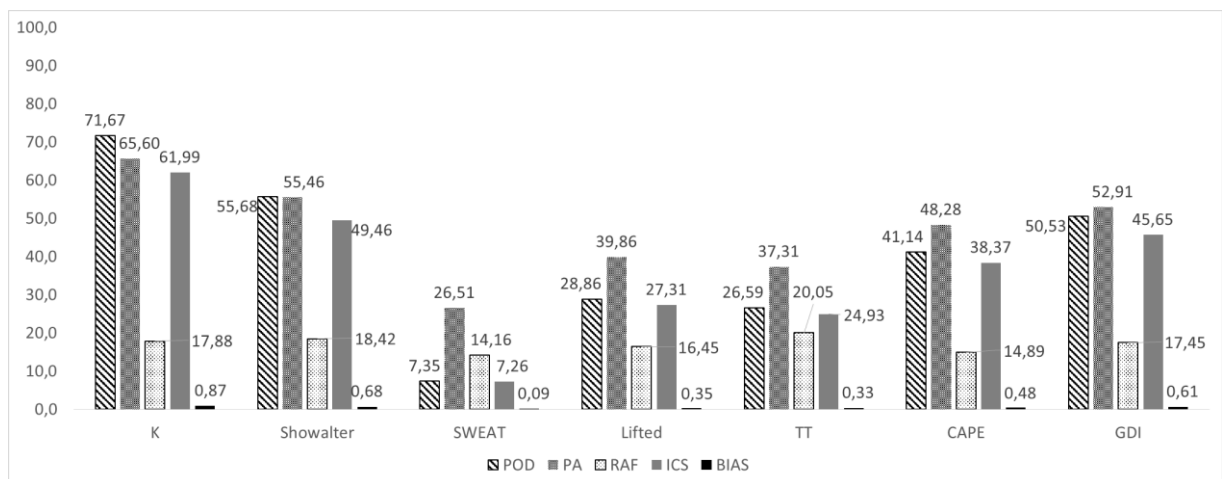
O GDI obteve valor de 73,94% em POD, com redução de 20,77%. O PA foi de 75,30%, com aumento de 28,68%. O RAF foi de 78,17%, com aumento de 9,69%. O ICS foi de 20,27%, com redução de 10,7%. O bias de 3,39 indica que o GDI superestimou os eventos precipitantes em Belém neste período.

Segundo Barbosa *et al.*, (2015), o volume pluviométrico no período menos chuvoso diminui, porém a umidade relativa e temperatura do ar permanecem praticamente as mesmas, ou seja, os índices termodinâmicos capturam os elevados valores destas variáveis e identificam erroneamente a possibilidade de precipitação, isso explica o elevado POD e consequentemente, um elevado RAF.

A Figura 12 apresenta o teste de contingência para o período chuvoso apenas às 12 UTC.

O índice K obteve valor de 71,67% em POD. PA de 65,60% e RAF de apenas 17,88%. O ICS obteve valor de 61,99%. O bias menor que 1, indicou que o índice termodinâmico subestimou os eventos precipitantes em Belém. Este índice foi o que obteve melhor desempenho em relação aos demais neste período estudado.

Figura 12 - Teste de contingência aplicado a estação chuvosa (DEZ-MAI) no horário das 12 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.



Fonte: Autor.

O índice Showalter obteve 55,68% de POD e 55,46% de PA. O RAF obtido foi de 18,42%. O ICS foi de 18,42%. O bias obtido foi de 0,66, indicando subestimação do índice neste período.

O índice SWEAT obteve 7,35% em POD. O PA obtido foi de 26,51% O RAF de 14,16% e ICS de 7,26%. O bias obtido foi de 0,09, indicando o alto grau de subestimação do índice em função dos eventos precipitantes em Belém.

O Lifted apresentou valor de 28,86% em POD. O PA obtido foi de 39,86%. O RAF obteve valor de 16,45%. O ICS obtido foi de 27,31%. O bias obteve valor de 0,35, valor no qual podemos comprovar subestimação do índice aos eventos precipitantes.

O índice TT apresentou 26,59% em POD, 37,31% em PA. O RAF obtido foi de 20,05%. O ICS obtido foi de 24,93%. O bias de 0,33 indica a subestimação do índice termodinâmico.

A CAPE obteve 41,14% em POD, 48,28% em PA. O RAF obtido foi de 14,93%. O ICS apresentou valor de 38,37%. O bias de 0,48 indica a subestimação da CAPE aos eventos precipitantes em Belém.

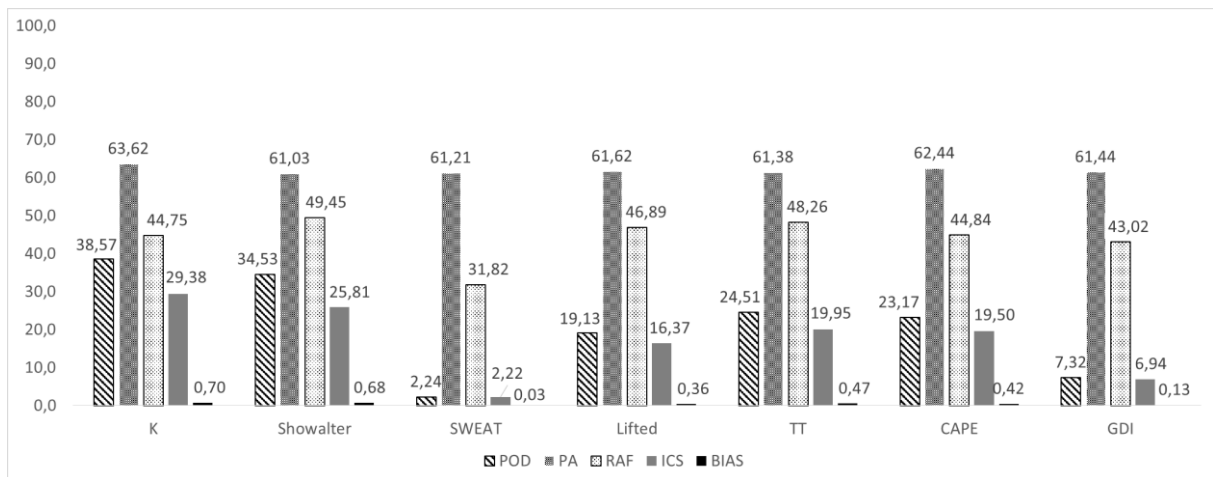
O GDI obteve valor de 50,03% em POD. O PA apresentou valor de 52,91%. O RAF obtido foi de 17,45%. O ICS obtido foi de 17,54% neste período. O bias de 0,61 indica a subestimação do GDI aos eventos precipitantes em Belém neste período estudado.

É notório o melhor desempenho de todos os índices de instabilidade na Figura 11, podemos atribuir o melhor aproveitamento neste período do ano e turno do dia com a maior ocorrência de eventos precipitantes e que, neste período, as precipitações veem a ocorrer com menor tempo em relação ao envio das radiossondas, obtendo assim dados mais atualizados quanto a convecção profunda da atmosfera.

Na Figura 13, foi realizado o teste de contingência para o período menos chuvoso (junho a novembro) apenas às 12 UTC, de 2009 a 2018 em Belém.

O índice K apresentou valor de 38,57% em POD, com redução de 33,1% em relação ao período chuvoso. O PA obtido foi de 63,62%, com leve redução de 1,98%. O RAF obtido foi de 44,75%, com aumento de 26,87%. O bias neste período foi de 0,70, indicando subestimação do índice.

Figura 13 - Teste de contingência aplicado a estação menos chuvosa (JUN-NOV) no horário das 12 UTC da cidade de Belém, no período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018.



Fonte: Autor.

O Showalter apresentou valor de 34,53% em POD, com redução de 21,15%. O PA obtido foi de 61,03%, com aumento de 5,57%. O RAF apresentou valor de 49,45%, aumento de 31,03%. O ICS obtido foi de 25,81%, com redução de 23,65%. O bias obtido foi de 0,68, indicando subestimação do índice termodinâmico.

O SWEAT apresentou valor de 2,24% em POD, com redução de 5,11%. O PA obtido foi de 61,21%, apresentando aumento de 34,7%. O RAF obteve valor de 31,82%, com aumento de 17,66%. O ICS obtido foi de 2,22%, com redução de 5,04%. O bias obtido foi de 0,03, indicando a elevada subestimação do SWEAT aos eventos precipitantes em Belém.

O Lifted apresentou 19,13% em POD, com redução de 9,73%. O PA obtido foi de 61,62%, com aumento de 21,76%. O RAF obtido foi de 46,89%, apresentando aumento de 30,44%. O ICS obteve valor de 16,37%, com redução de 10,94%. O bias de 0,36 indica a subestimação do índice em relação aos eventos precipitantes em Belém.

O TT obteve valor de 24,51% em POD, com redução de 2,08%. O PA apresentou valor de 61,38%, com redução de 24,07%. O RAF apresentou valor de 48,26%, com aumento de 28,21%. O ICS obtido foi de 19,95%, com redução de 4,98%. O bias de 0,47 indica a subestimação do índice em função dos eventos precipitantes em Belém.

A CAPE apresentou 23,17% em POD, com redução de 17,97%. O PA obtido foi de 62,44%, com aumento de 14,16%. O RAF obteve valor de 44,84%, com aumento de 29,95%. O ICS obteve valor de 19,50%, com redução de 18,87%. O bias de 0,42 indica a subestimação do índice em função dos eventos precipitantes em Belém.

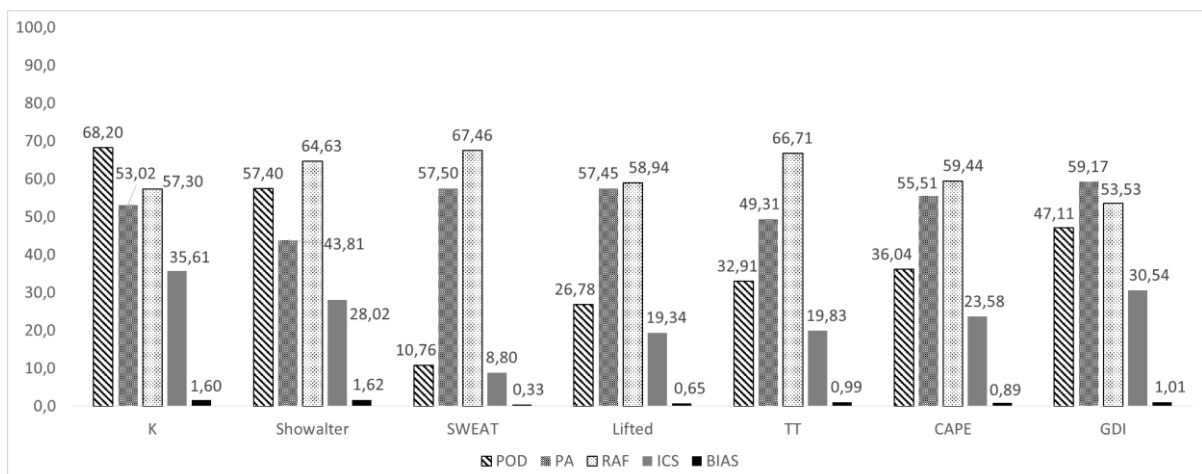
O GDI apresentou POD de 7,32%, com redução de 43,21% em relação ao período anterior. O PA obteve valor de 61,44%, com aumento de 8,53%. O RAF de 43,02%

apresentou aumento de 25,57%. O ICS obteve valor de 6,94%, com redução de 38,71%. O bias de 0,13 indica a subestimação do índice em função dos eventos precipitantes em Belém.

Na Figura 13, podemos atribuir o maior PA por conta da baixa detecção dos eventos precipitantes, nos quais o maior peso vai para eventos não previstos em que não vieram a ocorrer. O índice K permanece com melhor desempenho neste período em relação aos demais índices termodinâmicos.

Na Figura 14, observamos o teste de contingência realizado para todo o período de estudo, sem distinção de horário ou estação do ano. Nota-se que de modo geral, os índices termodinâmicos de instabilidade apresentaram elevado valor de RAF, demonstrando a elevada percentagem de erros na indicação de precipitação. O índice termodinâmico que apresentou melhor desempenho na previsibilidade de precipitação foi o índice K, com POD de 68,20%, PA de 53,02%, RAF de 57,30% e ICS de 35,61%. O bias de 1,60 indica uma superestimação do índice termodinâmico a previsibilidade de precipitação. O GDI obteve o segundo lugar em desempenho, com 47,11% em POD, PA de 59,17%, RAF de 53,53% e ICS de 30,54%. O bias do GDI foi de 1,01, um valor próximo a neutralidade quanto a subestimação e superestimação de eventos precipitantes. O índice que obteve o pior desempenho foi o SWEAT, com POD de apenas 10,76%, PA de 57,50%. O RAF mais elevado, com valor de 67,46% e ICS de apenas 8,80%. O bias do SWEAT foi de 0,33, indicado a alta subestimação aos eventos precipitantes em Belém.

Figura 14 - Teste de contingência aplicado ao período total estudado, de 2009 a 2018 em Belém-PA.



Fonte: Autor.

Um dos motivos que pode ocasionar o alto percentual de RAF em Belém é o fato da cidade se caracterizar por apresentar temperaturas sempre altas, forte convecção, ar instável e alta umidade do ar, ingredientes que favorecem a formação de nuvens convectivas. As temperaturas altas estão associadas ao elevado potencial de radiação solar incidente, embora

grande parte da energia seja convertida em calor latente de evaporação e outra parte convertida em calor sensível que é destinado ao aquecimento do ar. A forte convecção, a instabilidade e a alta umidade do ar favorecem a formação de nuvens convectivas, dando origem a uma grande incidência de precipitação na forma de pancadas, principalmente à tarde, situação característica de regime de chuva do tipo continental (NECHET, 1997). Segundo esse autor, a frequente formação de nuvens do tipo cumulonimbus sobre Belém, favorece a ocorrência de vários tipos de trovoadas, cuja média anual está em torno de 165 dias. Esse tipo de fenômeno é produzido por nuvens cumulonimbus e se manifesta com descargas elétricas, chuvas intensas e ventos muito fortes e, em algumas situações, a trovoada pode evoluir até o nível de tornado (BASTOS *et al.*, 2002).

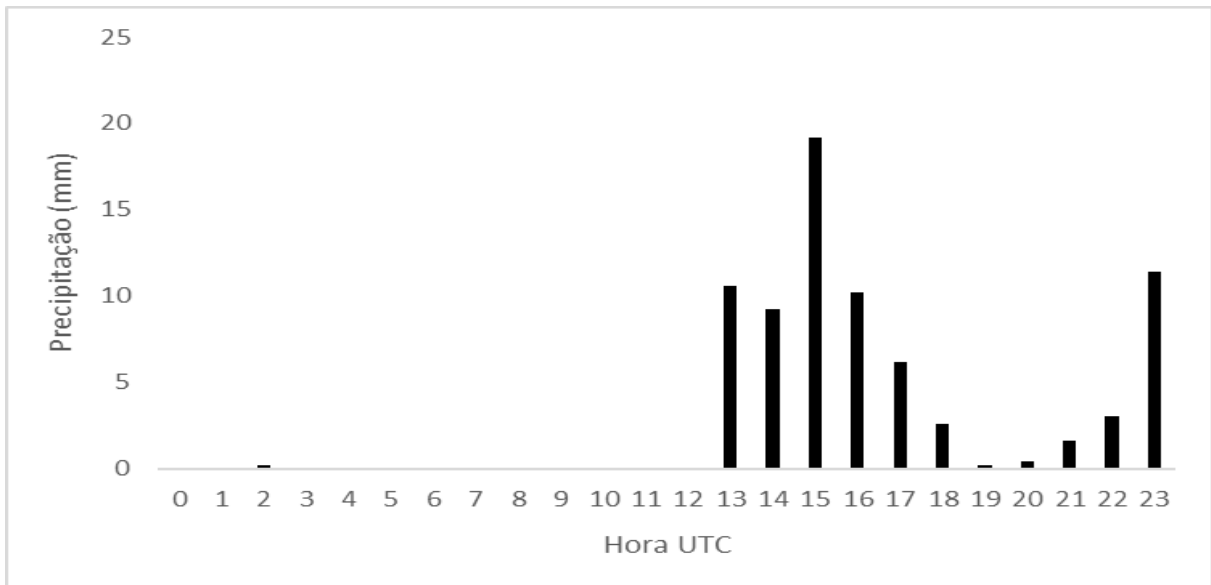
### **4.3 Estudo de caso**

Nessa secção, serão apresentados dois estudos de caso, com o objetivo de validar os resultados obtidos nas análises do desempenho dos índices termodinâmicos, pelas sondagens, e analisar a dinâmica da atmosfera presente nos dias estudados.

#### **4.3.1 Desempenho dos índices de instabilidade termodinâmica para um caso ocorrido no período chuvoso de 2018**

Para observar o desempenho dos índices de instabilidade para um evento ocorrido no período chuvoso, foi escolhido o dia 3 de fevereiro de 2018. Nesse dia a precipitação acumulada foi de 78,8 mm, sendo que a mesma iniciou às 13 UTC, e atingiu a intensidade máxima de 20 mm às 15 UTC, como mostra a Figura 15.

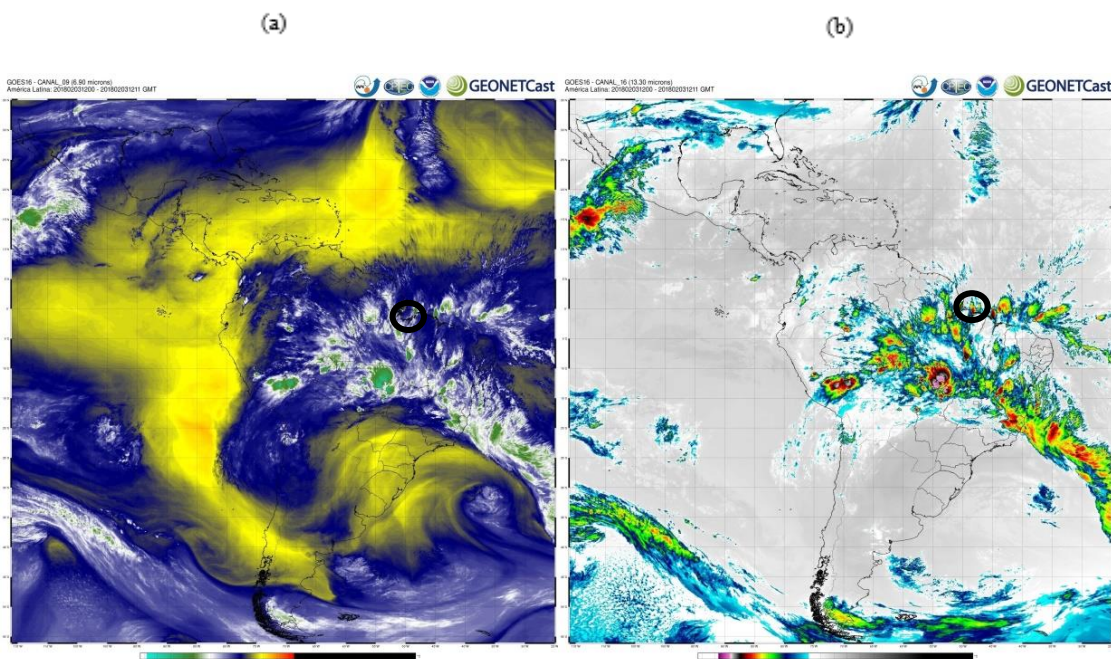
Figura 15 - Precipitação horária do dia 03 de fevereiro de 2018.



Fonte: INMET (2019).

Na Figura 16, observa-se que neste dia, sobre o Brasil, havia uma banda de nebulosidade característica de ZCAS, com orientação noroeste sudeste. E sobre a cidade de Belém, podemos notar a presença da ZCIT que foi a causadora dos elevados volumes de chuva registrados nesse dia.

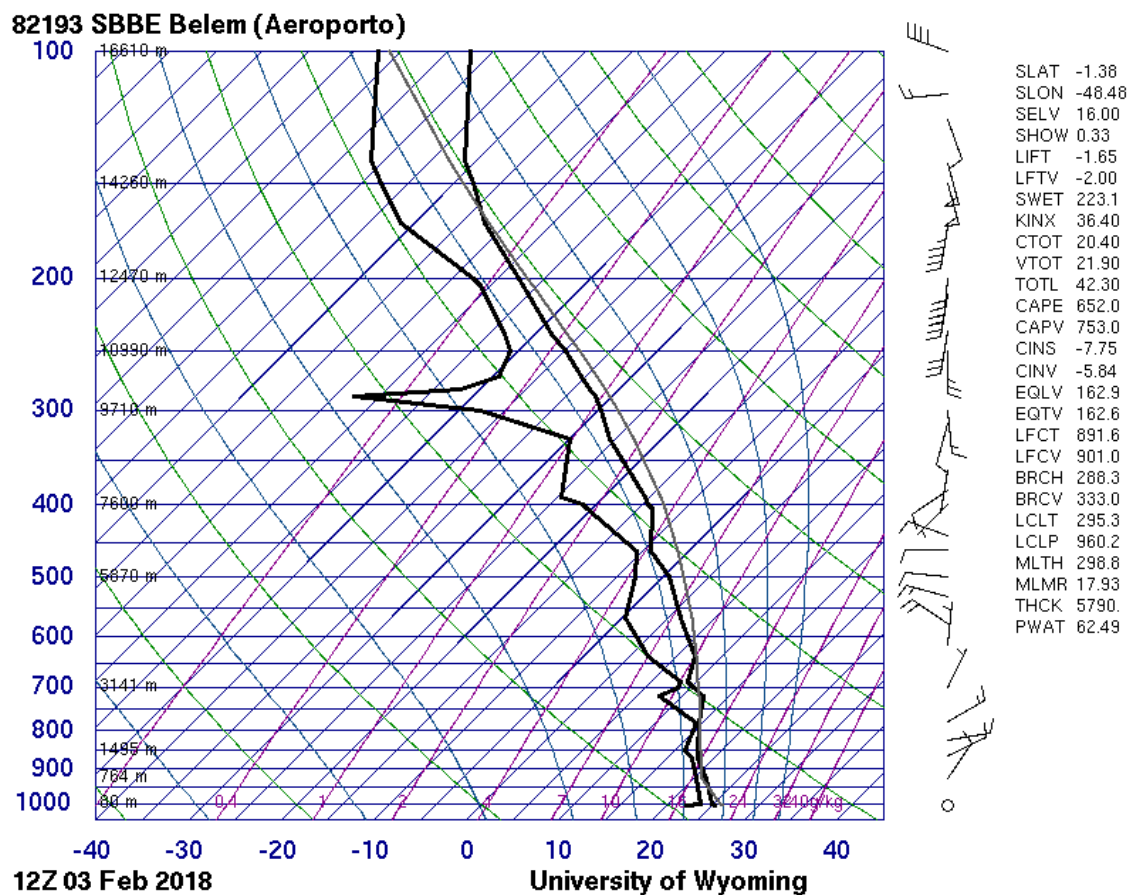
Figura 16 - Imagens do satélite GOES-16 do canal 9  $\mu\text{m}$ , vapor d'água (a) e canal 16  $\mu\text{m}$ , infra vermelho realçado (b), do dia 03 de fevereiro de 2018, às 12 UTC.



Fonte: CPTEC/INPE (2019).

Na Figura 17, nota-se que a atmosfera estava bastante instável, pois os perfis da temperatura do ar (linha mais à direita) e da temperatura do ponto de orvalho (linha mais à esquerda) estavam bem próximos, principalmente em níveis mais baixos (da superfície a 800 hPa). Ou seja, quanto mais próximo estão esses perfis, significa que mais úmida está a atmosfera, o que condiciona a mesma a apresentar maior flutuabilidade (instabilidade) de uma parcela de ar, e consequentemente essa parcela de ar poderá atingir níveis bem elevados da atmosfera, formando nuvens com grande potencial de causar chuva intensas.

Figura 17 - Diagrama Skew T Log P do dia 03 de fevereiro de 2018, às 12 UTC.



Fonte: University of Wyoming (2019).

Os índices termodinâmicos K, GDI e IS foram os únicos que indicaram precipitação para este dia, que veio a ocorrer 1 hora após o lançamento da radiossonda, mas os índices K e GDI foram os que apresentaram melhor desempenho, pois o valor de K (36,4), indicou a ocorrência de tempestades intensas, enquanto que o valor do GDI (39) indicou potencial para tempestades isoladas com possibilidade de chuvas intensas. Logo, esses dois índices

apresentaram melhor confiabilidade para a previsão do evento de chuva intensa ocorrido no dia 03 de fevereiro de 2018, em Belém.

Tabela 9 - Valores dos índices termodinâmicos obtidos no dia 03 de fevereiro de 2018, às 12 UTC.

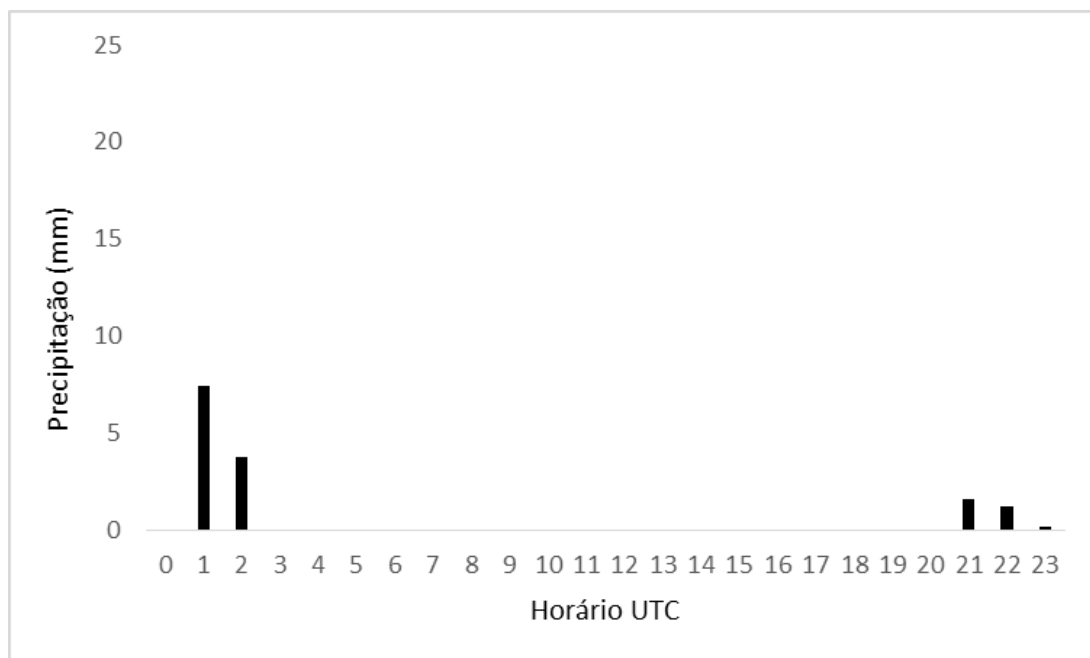
K	SHOW	SWEAT	Lifted	TT	CAPE	GDI
<b>36,4</b>	<b>0,33</b>	223,19	-1,65	42,3	652,01	<b>39,0</b>

Fonte: Autor.

#### 4.3.2 Desempenho dos índices de instabilidade termodinâmica para um caso ocorrido no período menos chuvoso de 2018

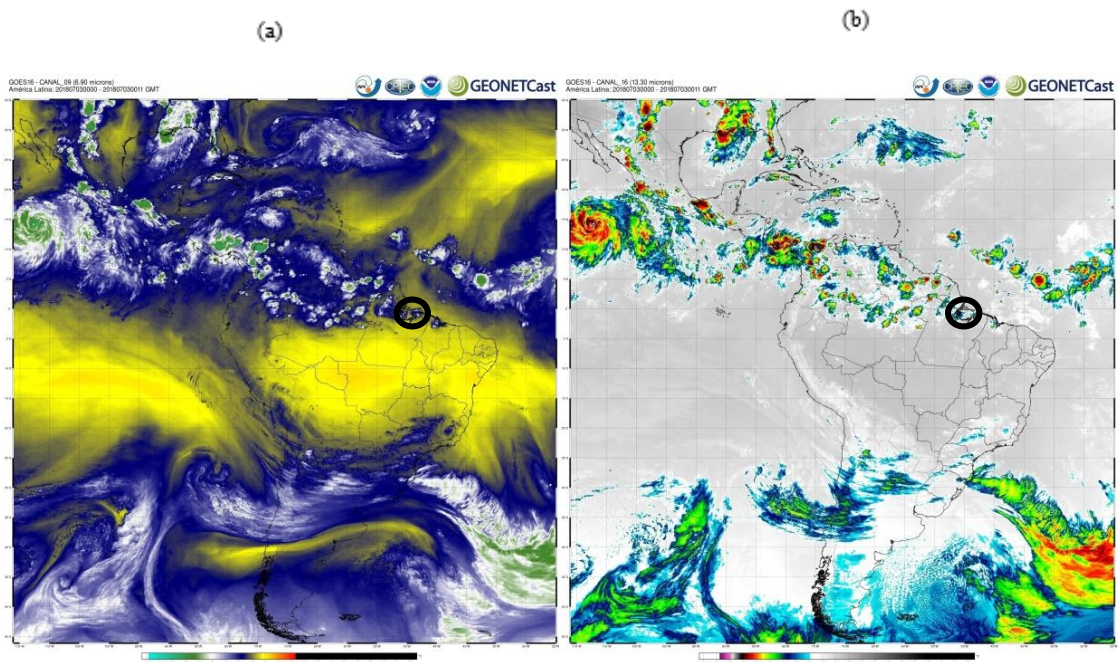
Para observar o desempenho dos índices de instabilidade para um evento ocorrido no período menos chuvoso, foi escolhido o dia 3 de julho de 2018. Para esse dia, houve um acumulado de 14,2 mm, com valor máximo de 7,4 mm às 01 UTC, como mostrado na Figura 18. Através de imagens do satélite GOES-16, se observa condições distintas daquelas observadas no dia 03 de fevereiro do mesmo ano, pois a ZCIT se encontra em torno dos 7°N, não influenciando na precipitação ocorrida na cidade de Belém. Dessa forma, a precipitação foi ocasionada por efeitos de brisa.

Figura 18 - Precipitação horária do dia 03 de julho de 2018, às 00 UTC.



Fonte: INMET (2019).

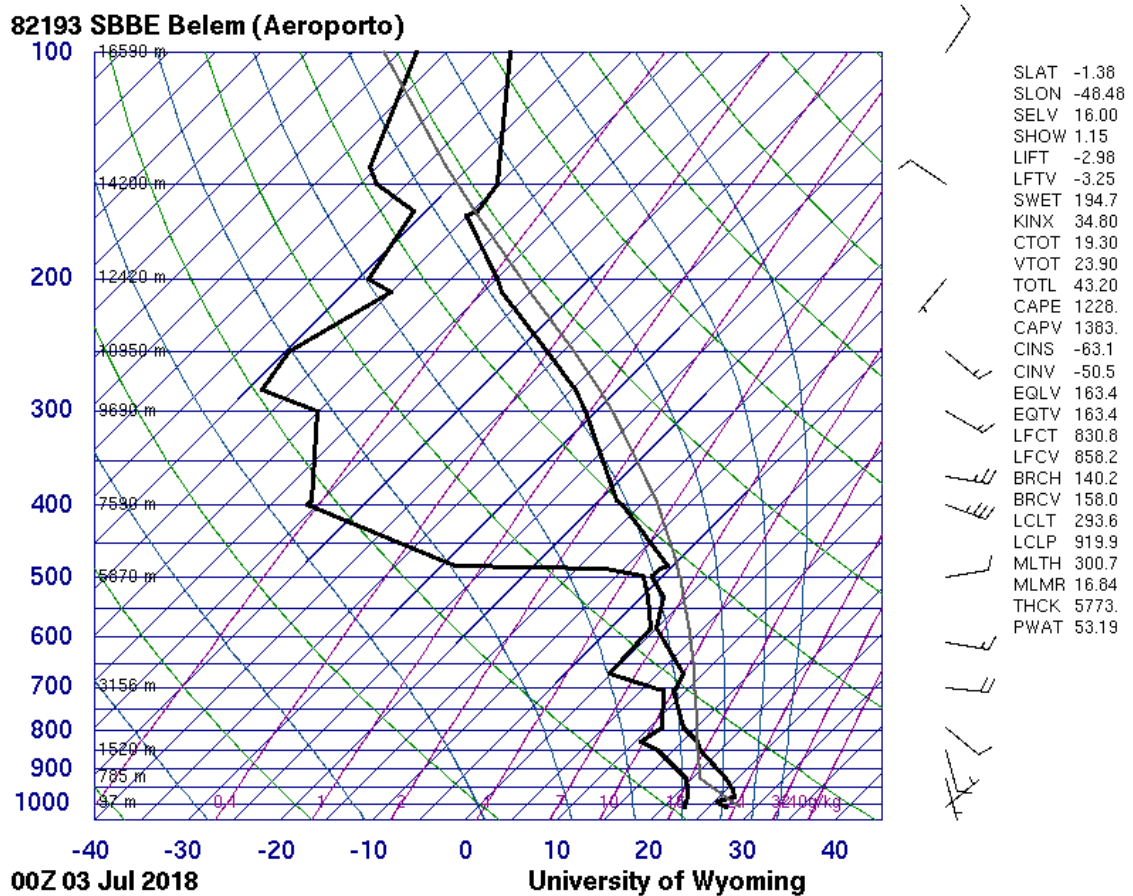
Figura 19 - Imagens do satélite GOES-16 do canal 9  $\mu\text{m}$ , vapor d'água (a) e 16  $\mu\text{m}$ , infra vermelho realçado (b), do dia 03 de julho de 2018, às 00 UTC.



Fonte: CPTEC/INPE (2019).

Na Figura 20, observamos que nos primeiros níveis de pressão da atmosfera se encontra com instabilidade por conta da aproximação das linhas de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. Neste dia, houve precipitação moderada.

Figura 20 - Diagrama Skew T Log P do dia 03 de julho de 2018, às 00 UTC.



Fonte: University of Wyoming (2019).

Tabela 10 - Valores dos índices termodinâmicos obtidos no dia 03 de julho de 2018, às 00 UTC.

K	SHOW	SWEAT	Lifted	TT	CAPE	GDI
<b>34,8</b>	1,15	194,78	-2,98	43,2	<b>1228,1</b>	<b>43,2</b>

Fonte: Autor.

Conforme a tabela 11, os índices K, CAPE e GDI identificaram a precipitação que veio ocorrer 1 hora após o lançamento da radiossonda. Podemos observar a eficiência destes índices neste caso em específico, O GDI, índice com melhor desempenho noturno, também identificou o evento precipitante que veio a ocorrer em Belém.

## 5 CONCLUSÃO

A avaliação do desempenho de índices termodinâmicos na previsibilidade de precipitação na cidade de Belém, foi realizada para o período de janeiro de 2009 a dezembro de 2018. Essa avaliação teve como foco principal validar o índice GDI, que foi criado para melhorar a previsibilidade de precipitação nas regiões tropicais.

Em uma avaliação geral, o GDI apresentou desempenho relativamente alto, perdendo somente para o índice K.

O índice K foi o que apresentou o melhor desempenho na detecção de eventos precipitantes em até 8 horas após o lançamento da radiossonda em Belém. Porém, as análises realizadas isoladamente para horários e estações do ano diferentes, mostraram que o GDI superou a eficiência do índice K no período das 00 UTC (21 Hora Local), tanto no período chuvoso quanto no menos chuvoso. Em contrapartida, o índice SWEAT apresentou o pior desempenho na previsão de precipitação em Belém. Os índices termodinâmicos, de modo geral, apresentaram melhor desempenho no período chuvoso das 12 UTC, e pior desempenho no período menos chuvoso das 00 UTC.

Um dos motivos pelos quais o GDI e os demais índices termodinâmicos de instabilidade obtiveram baixo desempenho, principalmente no período menos chuvoso, está relacionado com os horários de lançamento das radiossondas em Belém, pois devido ao horário padrão de lançamento das radiossondas (definido pela Organização Meteorológica Mundial – OMM), as mesmas são lançadas às 00 e 12 UTC, correspondendo às 21 e 9 horas local, e nestes horários do dia, os processos convectivos não estão na sua fase de máxima atividade. Além disso, nos meses menos chuvosos (JUN-NOV) as chuvas são predominantemente causadas por sistemas precipitantes de escala local e/ou meso escala, os quais são oriundos da convecção úmida e do contraste térmico entre o continente e a água (rios e oceano), e esses fenômenos são mais frequentes e intensos no período da tarde e início da noite.

Quanto aos estudos de caso, o índice K, GDI e IS foram os únicos que identificaram a ocorrência dos eventos precipitantes no período chuvoso em Belém, às 12 UTC. Por outro lado, no período menos chuvoso, os índices K, GDI e CAPE previram o evento que veio a ocorrer às 01 UTC. Estes estudos de caso aferem que tanto o K quanto o GDI são os melhores índices termodinâmicos para a previsibilidade de chuvas na região de estudo. O SWEAT, TT e Lifted não conseguiram identificar os eventos precipitantes em nenhum dos casos.

## REFERÊNCIAS

- AGRICULTURAL WEATHER CENTER. **Stability of the atmosphere**. Disponível em: [http://weather.uky.edu/about\\_sweat.htm](http://weather.uky.edu/about_sweat.htm). Acesso 17 nov. 2019.
- ALCÂNTARA, F.; CAMARGO, A. B. **Manual de análise do diagrama Skew-T, Log P**. Brasília, DF: Ministério da Aeronáutica. Diretoria de rotas aéreas, 1969.
- BARBOSA, Paulo Henrique Dias *et al.* Variabilidade de elementos meteorológicos e de conforto térmico em diferentes ambientes na amazônia brasileira (weather elements of variability and thermal comfort in different environments in the brazilian Amazon). **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 17, p.98- 118, jul./dez. 2015.
- BASTOS, Therezinha Xavier *et al.* **Aspectos climáticos de Belém nos últimos cem anos**. Belém: Embrapa Amazônia Oriental- (INFOTECA-E), 2002. (Documentos, 128).
- BENETI, C. A. A.; SILVA DIAS, Maria Assunção Faus da. Análise da performance de índices de instabilidade com previsores de tempestades na região de São Paulo. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 4., 1986, Belo Horizonte, **Anais [...]** Belo Horizonte: CBMET, 1986. Disponível em: <http://www.cbmet.org.br/cbm-files/15-5932f069c3a3927bd4a88117dcd130cf.pdf>. Acesso em: 17 nov. 2019.
- BETTS, Alan K. Thermodynamic classification of tropical convective soundings. **Monthly Weather Review**, v. 102, n. 11, p. 760-764, 1974.
- BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes**. New York, EUA: Oxford University Press, 1993. 594 p. (v. II: Observations and Theory of Weather Systems).
- CHARNEY, J. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 101, p. 193–202. 1975.
- COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 153f. Dissertação (Mestrado) - INPE, São José dos Campos, SP, 1989.
- FERREIRA, Rute Costa *et al.* Tendência dos índices de instabilidade na América do Sul. **Ciência e Natura**, v. 38, n. 1, p. 164-169, 2016.
- GÁLVEZ, J. M.; DAVISON, M. The Gálvez-Davison index for tropical convection. *In*: CONFERENCE ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING, 26<sup>th</sup> & CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION., 22<sup>nd</sup>., Amer. Meteor. Soc., Atlanta, Georgia, February 1-6. 2014. Disponível em: [https://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/GDI\\_Manuscript\\_V20161021.pdf](https://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/GDI_Manuscript_V20161021.pdf). Acesso em: 17 nov. 2019.
- HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.27. n.2. 173 - 206, 2012.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Cidades**. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/>. Acesso em: 14 ago. 2019.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Banco de dados histórico**. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/>. Acesso: 08 ago. 2019.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Clima da região amazônica. *In*: CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N.S.; SILVA, M. G. A. J. da; M.; SILVA DIAS, M. A.F. da (org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 179-212.

MILLER, R. C. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the air force global Weather Central. **Technical Report**, Air Weather Service, United States Air Force, p. 190, 1972. v. 200.

MOTA, M. A. S.; NOBRE, C. A. Relação da variabilidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE) com a precipitação e a alta da Bolívia durante a campanha Wet-AMC/LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 344-355, 2006.

NATIONAL WEATHER SERVICE TRAINING CENTER (NWSTC). **Skewt-T Log-P Diagrams**. Disponível em: <https://www.weather.gov/jetstream/skewt>. Acesso em 9 de dez. 2019.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121-140, 2005.

NECHET, D. Variabilidade diurna de precipitação em Belém-PA: aplicação em planejamentos a médio e longo prazo. **Boletim Climatológico dos Anais do II Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**. Presidente Prudente, SP, v. 2, n. 3, p. 223-227, 1997.

PINHEIRO, H. R. (2013). Aplicação de uma ferramenta objetiva para previsão de tempo severo em ambiente operacional. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(2).

REDE DE METEOROLOGIA DO COMANDO DA AERONÁUTICA (REDEMET). **Condições meteorológicas nos aeródromos**. Disponível em: <https://www.redemet.aer.mil.br/>. Acesso em 14 ago. 2019.

RIEHL, Herbert *et al.* **Climate and weather in the tropics**. Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado, USA.: Academic Press, 1979.

SANTOS, J. S.; MOTA, M. A. S.; ROCHA, E. J. P. Classificação climatológica da energia potencial disponível para a convecção na cidade de Belém-PA. **Rev. Bras. Meteorol.**, São Paulo, v.29 no.spe, p. 60-72, dec. 2014.

SILVA DIAS, M. A. F. **Índices de Instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas**. São Paulo: Universidade de São Paulo, SP, 2000.

SOUZA, F. M. **Avaliação dos resultados do Ábaco de Harrison no diagnóstico de turbulência no cruzamento da cordilheira dos andes**. São José dos Campos: Instituto de Controle do Espaço Aéreo Curso de Especialização em Meteorologia Aeronáutica, 2018.

TAVARES, J. P. N.; MOTA, M. A. S. Condições termodinâmicas de eventos de precipitação extrema em Belém-Pa durante a estação chuvosa. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n.2, p. 207 - 218, 2012.

UNIVERSITY OF WYOMING: Department of Atmospheric Science. **Atmospheric Soundings**. Disponível em: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. Acesso 10 ago. 2019.

WANZELER, Romero Thiago Sobrinho; MOTA, Maria Aurora Santos da; NOGUEIRA, Daniele Santos. Variabilidade Temporal da Precipitação e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) na Amazônia Oriental Durante o Projeto Chuva. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 41, n. 2, p. 305-317, 2018.

WILKS, Daniel S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Amsterdam: Academic press, 2011.