



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

KÉCIA MARIA ROBERTO DA SILVA

Climatologia das brisas marítima e terrestre no Estado de Alagoas

**Maceió-AL
2022**

KÉCIA MARIA ROBERTO DA SILVA

Climatologia das Brisas Marítima e Terrestre no Estado de Alagoas

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas, como parte dos requisitos necessários para obtenção do título de mestre em meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Helber Barros Gomes

Coorientador: Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa

**Maceió-AL
2022**

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

Bibliotecária: Taciana Sousa dos Santos – CRB-4 – 2062

S586c Silva, Kécia Maria Roberto da.
Climatologia das brisas marítima e terrestre no Estado de Alagoas / Kécia
Maria Roberto da Silva. – 2022.
115 f. : il. color.

Orientador: Helber Barros Gomes.
Coorientador: Henrique de Melo Jorge Barbosa.
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de
Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Programa de Pós-Graduação em
Meteorologia. Maceió, 2022.

Bibliografia: f. 95-101.
Apêndices: f. 102-115.

1. Brisas marítima e terrestre. 2. Reanálise. 3. Climatologia. I. Título.

CDU: 551.58



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DO MESTRADO EM METEOROLOGIA

ATA DE APRESENTAÇÃO PÚBLICA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

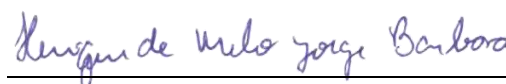
Aos vinte e cinco dias do mês de fevereiro do ano de dois mil e vinte e um, às treze horas, por Videoconferência, Campus A. C. Simões da Universidade Federal de Alagoas (UFAL), perante a Banca Examinadora composta pelo Prof. Dr. Helber Barros Gomes – Orientador, Prof. Dr. Fabrício Daniel dos Santos Silva – Membro Interno, Prof. Dr. Henrique Melo Jorge Barbosa – Membro Externo e Prof. Dr. Dirceu Luís Herdies – Membro Externo, a senhora **kecia Maria Roberto da Silva** sob a orientação do Prof. Dr. Helber Barros Gomes –, apresentou publicamente, uma dissertação intitulada: “**Climatologia das Brisas Marítima e Terrestre no Estado de Alagoas.**” número de série, **MET-UFAL-MS-186** como requisito para a obtenção do Grau de Mestre em Meteorologia, área de concentração: Processos de Superfície Terrestre. Após a apresentação, e, seguindo o regimento do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFAL no seu Artigo 19, a Banca Examinadora considerou a senhora **kecia Maria Roberto da Silva** *aprovada*. Ainda de acordo com o parágrafo único do Artigo 19, o Diploma de Mestre em Meteorologia - área de concentração Processos de Superfície Terrestre será expedido a requerimento do concluinte, anexado a no mínimo 07 (sete) cópias da versão definitiva da dissertação, satisfeitas as modificações indicadas pelos relatores e Banca Examinadora. Eu, Helber Barros Gomes, Coordenador do Curso de Mestrado em Meteorologia da UFAL, lavrei a presente ata, que vai assinada por mim e pelos componentes da Banca Examinadora.

Maceió, 25 de fevereiro de 2022.

Prof. Dr. Helber Barros Gomes
(Coordenador/Orientador)



Prof. Dr. Henrique Melo Jorge Barbosa
(Coorientador)



Prof. Dr. Fabrício Daniel dos Santos Silva
(Membro Interno)



Prof. Dr. Dirceu Luís Herdies
(Membro Externo)



“Von Holst buscou sua viola, sentou-se entre os dois rapazes e juntou-se a eles na execução da Serenata em ré maior, uma obra da juventude de Beethoven. Ela é transbordante de alegria e força vital; a confiança na ordem central dissipa a covardia e o cansaço. Enquanto eu ouvia, fortaleceu-se minha convicção de que, avaliadas pela escala temporal humana, a vida, a música e a ciência prosseguiriam para sempre, ainda que nós mesmos não sejamos mais do que visitantes transitórios, ou, nas palavras de Niels Bohr, simultaneamente espectadores e atores do grande drama da vida”.

Werner Heisenberg

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais e aos meus irmãos, que sempre apoiaram os meus objetivos, e por serem a minha base. Em segundo lugar, à rede nacional de monitoramento de meteoros EXOSS Citizen Science, por ter sido o meu primeiro contato com a ciência e apresentado-me sua austeridade.

AGRADECIMENTOS

A Deus, primeiramente, não estritamente pelo dom da vida, mas pela grandeza de sua beleza e pela sensibilidade de percebê-la: No céu, no mar, na arte, poesia, literatura e na música.

De modo muito especial, ao meu orientador, Prof. Dr. Helber Barros Gomes, sobretudo pelos ensinamentos valiosos, pelo norteamento em cada passo, pelo leque de oportunidades abertas e pela presença constante.

De modo igualmente especial, ao meu coorientador, Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa, pelo comprometimento, pelo caráter implacável com a pesquisa e por todo conhecimento e paciência a mim dedicados.

Ao amigo que foi meu professor de python, Robson Barreto dos Passos, pela disponibilidade de ensinar e sanar minhas dúvidas em momentos cruciais. De tal modo, ao Rodrigo Lins pelas instruções em programação. Vocês foram imprescindíveis.

Gratidão a todos os meus professores do ICAT/UFAL que foram a base da minha formação. Gratidão à Prof. Dra. Judidh Hozelmann, Prof. Dr. Glauber Lopes Mariano e Dr. Diego Gouveia, pela avaliação e por cada sugestão feita.

Aos membros da minha banca, Prof. Dr. Fabrício Daniel dos Santos Silva e Prof. Dr. Dirceu Luís Herdies pela disponibilidade e pelas sugestões.

Por fim, à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pelo apoio financeiro à pesquisa durante o meu período vigente no mestrado.

RESUMO

A brisa é um fator importante para explicar o ciclo diurno do vento em regiões costeiras, o que, por sua vez, implica na advecção das condições meteorológicas do mar para a superfície da terra, e vice-versa. Na região Nordeste do Brasil (NEB) os ventos são controlados pela circulação dos alísios e das brisas. A magnitude do fluxo do vento em grande escala, seja ele paralelo ou perpendicular à orientação da costa, em que ocorre o aquecimento diferencial entre terra e mar, é determinante para o potencial de formação de brisas e sua penetração no interior continental. Alguns estudos foram feitos no NEB sobre a interação de brisas com outros sistemas, como sistemas topográficos complexos, vento de escala sinótica, análise de variação da precipitação local e análise da extensão territorial da brisa. Contudo, em Alagoas, há poucos registros de estudos sobre brisas. Nesse sentido, foram utilizadas climatologias diárias, sazonais e anuais para analisar o ciclo diurno das brisas neste trabalho, por meio das observações meteorológicas de superfície das estações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) em Alagoas, e também dos dados da quinta geração de reanálise de superfície do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), ERA5-Land. A reanálise ERA5-Land foi validada para Alagoas tendo como referência as 7 estações de superfície do INMET. Desses dados foram geradas as climatologias comparativas das variáveis: temperatura do ar, pressão de superfície, umidade relativa, precipitação, direção e velocidade do vento em um período de 11 anos, de meados de 2008 a dezembro de 2019. A temperatura e a pressão foram corrigidas com um viés de até 0,7°C e 11,93 hPa e um RMSE de 0,34 °C e 11,9 hPa. Para a análise das brisas, foram utilizados os mesmos parâmetros meteorológicos, exceto precipitação, através do método de alteração simultânea das variáveis, para detecção de horários de frontogênese. Foram encontrados 450 dias com brisas (média de detecções para as 7 estações de superfície em Alagoas) no período de estudo, sendo 21,42 % no inverno e 28,33 % no verão, com máximo desenvolvimento das frentes iniciando às 17h UTC, e predominância de 28% dos casos nos meses de março e abril. Observou-se que quanto mais próximo à costa, mais cedo inicia a formação da Frente da Brisa Marítima (FBM). Observou-se também que a brisa marítima tem um potencial significativo de baixar a temperatura e aumentar a umidade relativa local durante a tarde, como também visto em outros estudos. Os

resultados indicam a influência das brisas sobre o clima local, afetando o conforto térmico, fornecendo umidade para a atmosfera, sobre a dispersão de poluentes etc, e indica a necessidade de vento de reanálise representativo para a escala regional e local, a fim de ampliar espacialmente a compreensão desse sistema, onde faltam dados de observação.

Palavras-chave: Brisas marítimas, reanálise ERA5-L, climatologia, NEB.

ABSTRACT

The breeze is an important factor in explaining the diurnal wind cycle in coastal regions, which, in turn, implies the advection of weather conditions from the sea to the land surface and vice versa. In the NEB region (Northeast Brazil) the winds are controlled by the circulation of trade winds and breezes. The magnitude of the large-scale wind flow, whether parallel or perpendicular to the orientation of the coast, where the differential heating between land and sea occurs, is decisive for the potential of breezes formation and their penetration into the continental interior. Some studies were carried out at NEB on the interaction of breezes with other systems, such as complex topographic systems, synoptic-scale wind, analysis of local precipitation variation and analysis of the territorial extent of the breeze. However, in Alagoas, there are few records of studies on breezes. In this sense, daily, seasonal and annual climatologies were used to analyze the diurnal cycle of breezes in this work, through surface meteorological observations from INMET (National Institute of Meteorology) stations in Alagoas, as well as data from the fifth generation of reanalysis surface from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), ERA5-Land. The ERA5-Land reanalysis was validated for Alagoas having as reference the 7 INMET surface stations. From these data, the comparative climatologies of the variables were generated: air temperature, surface pressure, relative humidity, precipitation, wind direction and speed in a period of 11 years, from mid-2008 to December 2019. The temperature and pressure were corrected with a bias of up to 0.7°C and 11.93 hPa and an RMSE of 0.34°C and 11.9 hPa. For the analysis of the breezes, the same meteorological parameters were used, except for precipitation, through the method of simultaneous alteration of the variables, to detect frontogenesis times. There were 450 days with breezes (average of detections for the 7 seasons) in the study period, being 21.42% in winter and 28.33% in summer, with maximum front development starting at 17h UTC and predominance of 28% of cases in March and April. It was observed that the closer to the coast, the sooner the formation of the FBM (Maritime Breeze Front) begins. It was also observed that the sea breeze has a significant potential to lower the temperature and increase the local relative humidity during the afternoon, as also seen in other studies. The results show the influence of breezes on the local climate, affecting thermal comfort, providing moisture to the atmosphere on the dispersion of

pollutants etc., and indicates the need for representative wind reanalysis for regional and local scale, in order to spatially broaden the understanding of this system, in which there is a lack of observation data.

Keywords: Sea breezes, ERA5-L reanalysis, climatology, NEB.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-Sistemas de Brisas do Mar mostrando os principais elementos da Circulação de Brisa Marítima (CBM), como explicado no texto.	22
Figura 2-Illustração das características gerais associadas à brisa marítima. As letras “Q” e “F” referem-se à superfície quente e fria, respectivamente.	26
Figura 3-Mapa hipsométrico e distribuição das Estações Meteorológicas Automáticas (EMA-INMET) em Alagoas.....	32
Figura 4-Classificação climática de Köppen para o Estado de Alagoas.	33
Figura 5 - Pontos de Grade dos modelos ERA5 (representados por X) e ERA5-L (representados por pontos), e Variação de altitude (dz) entre INMET e ERA5-L.	36
Figura 6 - orografia do Modelo versus Orografia Real.	38
Figura 7 - Diagrama de vetores de Vento.	42
Figura 8 - Comparação climatológica da direção e velocidade do vento para a estação de São Luís do Quitunde, entre dados do CF SR a 10 m, ERA5 a 10 e 100 m, ERA5L a 10 m e INMET.	48
Figura 9 - ΔP e ΔT das séries temporais- Palmeira dos Índios.....	50
Figura 10 - ΔP e ΔT das séries temporais- Pão de Açúcar.	50
Figura 11 - ΔP e ΔT das séries temporais- Maceió.	50
Figura 12 - Regressão Linear e estatísticas da correção de altitude para Temperatura do ar ($^{\circ}C$) e Pressão de superfície (hPa), na estação de Palmeira dos Índios.	51
Figura 13 - O mesmo da figura 12, mas para a estação de Pão de Açúcar.	52
Figura 14 – O mesmo da figura 12, mas para a estação de Maceió.	53
Figura 15 - Climatologias horárias (UTC) e mensais das correções de altitude para as variáveis temperatura ($^{\circ}$) e pressão de superfície (hPa)- Palmeira dos Índios.	54
Figura 16 - Como na figura 15, mas para a estação de Pão de Açúcar.	55
Figura 17 - Como na figura 15, mas para a estação de Maceió.	55
Figure 18 - Climatologia horária (esquerda) e mensal (direita) da estação Palmeira dos Índios segundo os dados do INMET e do ERA5L para as variáveis velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura ($^{\circ}C$) e pr 57	57
Figura 19 - Climatologia horária (esquerda) e mensal (direita) da estação Palmeira dos Índios segundo os dados do INMET e do ERA5L para as variáveis velocidade do vento(m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura ($^{\circ}C$) e pr precipitação (mm), temperatura ($^{\circ}C$) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3).	59
Figura 20 - Como a figura 18, mas para a estação Pão de Açúcar.	60
Figura 21 - Como na figura 18, mas para a estação Maceió.	61
Figura 22 - Climatologia sazonal do ciclo horário (Primavera, Verão, Outono e Inverno) para a estação de Palmeira dos Índios, das variáveis: velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura ($^{\circ}C$) e pressão (h hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3).	62
Figura 23 - Como na figura 21, mas para a estação de Pão de Açúcar..	63

Figura 24 - Como na figura 21, mas para a estação de Maceió.....	64
Figura 25 - Rosa dos Ventos- Campo escalar, para 7 estações do INMET, AL.....	66
Figura 26 - Rosa dos Ventos- Campo vetorial, para 7 estações do INMET, AL.....	66
Figura 27 - Frequência Relativa Horária de Brisas nas estações do INMET (UTC), Alagoas...	69
Figura 28- Frequência Relativa Mensal de Brisas nas estações do INMET, Alagoas.....	71
Figura 29 - Frequência Relativa Total de detecções horárias de Brisas nas estações do INMET, Alagoas.....	72
Figura 30- Climatologia do ciclo diurno e anual de Brisas da estação de Palmeira dos Índios, para as variáveis: velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura (°C) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3)..	77
Figura 31 - Como na figura 30, mas para a estação de Pão de Açúcar..	78
Figura 32 - – Como na figura 30, mas para a estação de Maceió..	79
Figura 33 - Como na figura 30, mas para a estação de Arapiraca.	80
Figura 34 - Como na figura 30, mas para a estação de São Luís do Quitunde.	81
Figura 35 - Como na figura 30, mas para a estação de Coruripe.	82
Figura 36 – Como na figura 30, mas para a estação de Piranhas.	83
Figura 37-Ciclo horário e mensal de brisas através do mapa de calor (Heatmap, no inglês) para a estação de Maceió, das variáveis velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura (°C) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3).	84
Figura 38-Estudo de Caso de Brisas, dia 20 de fevereiro de 2018, ciclo diário (UTC) das... variáveis: velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%),..... precipitação (mm), temperatura (°C) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3). 86	86
Figura 39- Sobreposição dos eventos de Brisas nas Séries Temporais dos dados do INMET para a cidade de Palmeira dos Índios.....	88
Figura 40 - Como na figura 39, mas para a estação de Pão de Açúcar.	88
Figura 41 – Como na figura 39, mas para a estação Maceió.	89
Figura 42 - Rosa dos Ventos das Brisas para as estações do INMET em Alagoas, no..... período de 2008 a 2019.	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Alguns dos principais trabalhos desenvolvidos no NEB sobre brisas.....	27
Tabela 2 - Condições para frontogênese segundo a revisão de literatura.....	46
Tabela 3 - Escala de Beaufort.....	120

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AL – Alagoas

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

BIAS – Erro Médio

CBM – Circulação da Brisa Marítima

CCM – Complexos Convectivos de Mesoescala

CDS – do inglês Climate data Store

CFSR – do inglês Climate Forecast System Reanalysis

CLIC – Camada Limite Interna Convectiva

DBM – Dianteira da Brisa Marítima

DOL – Distúrbios Ondulatórios de Leste

ECMWF – do inglês European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ELR – do inglês Environmental Lapse Rate

EM – Erro Médio

EMA – Estações Meteorológicas Automáticas

EMS – Estações Automáticas de Superfície

ENOS – El Niño Oscilação Sul

FBM – Frente da Brisa Marítima

FGP – Força do Gradiente de Pressão

NLDAS – American Land Data Assimilation System

GBM – Gravidade da Brisa do Mar

GOES – do inglês Geostationary Operational Environmental Satellite

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

MODIS – do inglês Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MSE – Erro Quadrático Médio

MP – Material Particulado

N – Norte

NASA – do inglês National Aeronautics and Space Administration

NE – Nordeste

NEB – Nordeste do Brasil

NNEB – Norte-Nordeste do Brasil

NW – Noroeste

OKH – Ondas de Kelvin-Helmholtz

ρ – Correlação de Pearson

RADAM – Programa de Integração Nacional, Levantamento de Recursos Naturais

RAMS – do inglês Regional Atmospheric Modeling System

RMSE – Raiz Quadrada do Erro-Médio

S – Sul

SE – Sudeste

UTC – do inglês Coordinated Universal Time e francês Temps Universel Coordonné

VCAN – Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

VP – Vento Predominante

W – Oeste

WRF – Weather Research and Forecasting

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	18
2. OBJETIVOS	21
2.1 Objetivo Geral.....	21
2.2 Objetivos específicos	21
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
3.1 Circulação Local: Brisas	22
3.2 Identificação dos sistemas de Brisas.....	24
3.3 Estudo numérico de Brisas no Nordeste Brasileiro (NEB).....	27
4. DADOS E METODOLOGIA	31
4.1 Descrição da área de estudo	31
4.2 Dados	33
4.2.1 INMET	33
4.2.2 Reanálise do ERA5 e ERA5-LAND	34
4.3 Correção de Altitude por meio do ELR e Equação Hidrostática	36
4.3.1 Diferença de Altitude (ΔZ) entre ERA5-L e INMET	37
4.3.2 Correção da Temperatura do Ar por meio da Taxa de Lapso.....	38
4.4 Climatologias	41
4.5 Estatísticas.....	43
4.6 Método de Identificação de Brisas	45
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	48
5.1 Validação dos dados de reanálise do ERA5-L.....	48
5.2 Climatologias	56
.....	66
5.3 Detecção e Climatologia de Brisas.....	67
5.3.1 Frequência total de Brisas do Mar em Alagoas.....	67
5.3.2 Análise climatológica.....	73
5.3.3 Estudo de caso	85
5.3.4 Séries temporais.....	87
5.3.5 Rosa dos Ventos- Brisas.....	90
6. CONCLUSÃO	92
6.1 Perspectivas para trabalhos futuros	94
REFERÊNCIAS	95
APÊNDICE A – ANÁLISE COMPLEMENTAR DA VALIDAÇÃO DE REANÁLISE	102

APÊNDICE B – ANÁLISE COMPLEMENTAR DAS CLIMATOLOGIAS.....	108
APÊNDICE C – ESCALA DE BEAUFORT.....	116

1. INTRODUÇÃO

A brisa é um fator importante para explicar o ciclo diurno do vento (Barreto *et al.*, 2002), principalmente em regiões costeiras. Durante o dia, a temperatura do continente se eleva mais rapidamente que a da água, aquecendo o ar e tornando-o menos denso. Como os ventos se deslocam de regiões de alta para baixa pressão, a circulação diurna leva os ventos do mar para a terra (*onshore*), nos níveis mais baixos, criando-se uma corrente de retorno nos níveis superiores, o que caracteriza a brisa marítima. Durante a noite ocorre o processo inverso (*offshore*), ou seja, o fenômeno denominado brisa terrestre.

No litoral de Maceió, Estado de Alagoas, região a qual se refere este estudo, constata-se que os ventos são governados pela circulação dos alísios, em grande escala, e pelas brisas marítimas e terrestres em circulação local (Souza, 2016), que também foi observado por Lyra (1998) no estado de Alagoas.

Em um estudo sobre a interação de brisas com sistemas sinóticos na costa leste de Alagoas, através do método da Transformada de Ondeletas (TO), Ferreira (2009) observou que os fenômenos de mesoescala atuam com mais intensidade durante a quadra seca (DJFM), por outro lado, durante a quadra chuvosa (AMJJ) há predominância de sistemas transientes de larga escala, que favorecem maiores índices de precipitação na variabilidade anual. Isso ressalta o papel das brisas sobre a precipitação durante a estação seca, pois a mudança de orientação da brisa terrestre/marítima pode transportar vapor d'água do oceano para o continente e corroborar com o maior índice de precipitação. Como observado por Ferreira (2009), os ventos de NW são predominantes durante a madrugada (orientação da brisa terrestre), e sua oposição aos alísios de SE criam uma zona de convergência em superfície que também favorece a precipitação.

Segundo Souza (2016), ao analisar a extensão territorial afetada pelas brisas no norte do nordeste brasileiro (NNEB), o potencial de brisa do nordeste brasileiro (NEB) desde a costa em direção ao continente abrangeu aproximadamente 200 km, enquanto que, no estado de Sergipe, a influência se estendeu por aproximadamente 95 km, sendo possível observar que alguns fatores podem ser determinantes para o

desenvolvimento, evolução e características das brisas, como por exemplo, sazonalidade, latitude, topografia, sistemas sinóticos, entre outros.

Numerosos estudos na literatura ressaltam a importância das brisas marítimas e terrestres para o entendimento da variação dos ventos no ciclo diário, e como esse transporta as propriedades físicas da atmosfera, tais como energia, massa e *momentum* (Ferreira, 2009). Esses fatores característicos de brisas podem repercutir no transporte de umidade do oceano para a terra (brisas marítimas), tal como na queda (Keith, 2004) ou aumento de temperatura (Anjos e Lopes, 2019), pode auxiliar no controle de risco de incêndios (Mora, 2014), aumentar a velocidade do vento nos horários de brisa marítima (Srinivas *et al.*, 2006), entre outros.

Conhecer os efeitos de brisas em diferentes escalas espaciais, tal como seu comportamento no ciclo diário, é de suma relevância para descrever o escoamento do vento em regiões litorâneas e compreender os efeitos causados por esse transporte, ainda mais quando levado em consideração que aproximadamente metade da população mundial vive atualmente a pelo menos 50 km da costa (Hodges *et al.* 1993; Von Bodungen *et al.* 2001). Para isso, condições atmosféricas são examinadas a fim de estudar a dinâmica local e os impactos ambientais, bem como o transporte de poluentes.

A dispersão de poluentes na região costeira é afetada significativamente tanto pelas brisas como pelo processo de difusão turbulenta (Ozoe *et al.* 1983). Sendo o deslocamento horizontal do ar, o vento é responsável por transportar partículas em suspensão, materiais particulados (MP), e pela difusão e advecção de gases.

Retomando o interesse para Alagoas, embora saiba-se que os ventos são regidos pelos alísios e sistemas de brisas, poucos trabalhos analisaram a atuação dessas na região, ou o fizeram somente de forma pontual, sem abarcar dados atmosféricos em diferentes pontos do espaço.

Neste sentido, este trabalho teve como principal objetivo estudar as brisas no estado de Alagoas, através da climatologia e ciclo diurno dos ventos. Foram utilizadas observações meteorológicas de superfície das estações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) em todo o estado, e também dados da quinta geração de reanálise de superfície do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

(ECMWF), ERA5-Land, entre 2008 e 2019. A análise incluiu a temperatura do ar, a pressão da superfície, a umidade relativa, a precipitação, e a direção e velocidade do vento. O capítulo 2 apresenta os objetivos gerais e específicos, enquanto o capítulo 3 traz uma revisão da literatura. A metodologia aplicada para a validação dos dados da reanálise e para a identificação dos eventos de brisa estão descritos no capítulo 4. Os resultados e as conclusões são apresentados nos capítulos 5 e 6, respectivamente.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Avaliar a influência das brisas marítima e terrestre sobre os parâmetros atmosféricos na costa alagoana, com intuito de ter um melhor entendimento da sua variabilidade diurna e sazonal.

2.2 Objetivos específicos

- Validar os dados do ERA5-Land utilizando como referência as estações do INMET, e realizar as devidas correções na pressão e na temperatura para corrigir a diferença de topografia do modelo e da estação;
- Para os dois conjuntos de dados, gerar e analisar a climatologia e o ciclo diurno para as variáveis: Vento, Precipitação, Temperatura e Umidade Relativa (espacial e pontual), visando caracterizar a região;
- Implementar um algoritmo de detecção de brisas e identificar os dias e horários de ocorrência;
- Relacionar os padrões de brisas nos períodos ativos e inativos em termos do ciclo diário médio da direção do vento no estado de Alagoas.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Circulação Local: Brisas

As brisas são fenômenos de circulação local fechada que podem ser percebidas através da variação de pressão horizontal em mesoescala (Miller *et al.*, 2003). Durante o dia, o ar úmido sobre o mar se move em direção à terra em um fluxo de baixos níveis, chamado corrente de gravidade, marcando uma zona frontal de movimentos ascendentes. O ar é levantado formando um fluxo de retorno no alto, uma zona de cisalhamento, e uma região difusa de correntes descendentes, em algumas dezenas de quilômetros, em direção ao mar. Ao longo do dia, a variação de temperatura na terra é de cerca de 10 graus celsius, devido a sua capacidade térmica que é menor que a do mar, o qual tem variação de aproximadamente 2 graus celsius entre dia e noite (Arya, 1999). Alguns dos principais componentes do sistema de brisas marítimas são apresentados na Figura 1.

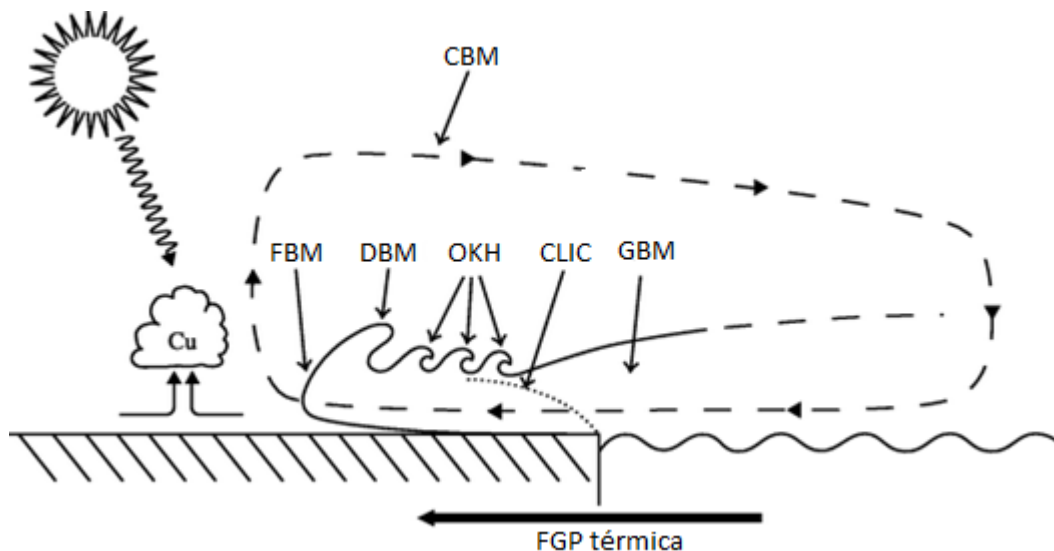


Figura 1- Sistemas de Brisas do Mar mostrando os principais elementos da Circulação de Brisa Marítima (CBM), como explicado no texto. Fonte: Adaptado de Miller et al. (2003).

A Figura 1 ilustra a circulação fechada do sistema, ou seja, a Circulação de Brisa Marítima (CBM), que mostra o movimento do vento para a brisa marítima na

superfície (do mar para a terra) provocado pela Força do Gradiente de Pressão (FGP) em escala local. Essa circulação fechada é prevista pelo teorema de Bjerknes, e se expande mais rapidamente em níveis superiores em direção ao mar, próximo a 900 hPa, que pela superfície, em direção à terra (Finkele et al., 1995). A corrente de Gravidade da Brisa do Mar (GBM) forma-se quando uma camada de ar marítimo começa a fluir para a baixa pressão na terra. Com a terra mais aquecida, o ar marítimo mais úmido converge com o ar continental e cria uma região de ascendência dos ventos, denominada Frente da Brisa Marítima (FBM). Essa borda que se forma à frente normalmente está associada às mudanças bruscas de temperatura, umidade e vento, e pode favorecer o desenvolvimento de nuvens Cumulus humilis (Cu), também conhecidas como Cumulus de bom tempo, seguindo a passagem da brisa para o interior continental, geralmente até o pôr do sol.

Atrás da Frente de Brisa, forma-se a cabeça ou Dianteira da Brisa Marítima (DBM), a estrutura mais elevada criada pelas correntes ascendentes entre as massas de ar continentais e marítimas. Por volta de meio dia, durante períodos de baixa estabilidade estática, desenvolvem-se Ondas de Kelvin-Helmholtz (OKH) ao longo do limite superior da corrente baixa de ar marítimo. Dentro do limite dessas nuvens e dessas massas de ar provindas do mar, forma-se a Camada Limite Interna Convectiva (CLIC), uma região instável que favorece a concentração de poluentes nos baixos níveis (Miller et al., 2003).

Hauwritz (1947) fez a caracterização matemática geral do processo de circulação de brisa, derivando o modelo matemático que serviu de premissa para Hsu (1970) aplicar a equação do movimento de Navier-Stokes. Hsu mostrou que se forem conhecidos a temperatura, velocidade do vento e altura do monitoramento, o comprimento da circulação da brisa pode ser estimado conforme equação abaixo:

$$L = \frac{0.3429 \times 10^5 h}{T_m V} (T_{terra} - T_{mar}) \quad (1)$$

Onde: L é o comprimento total da circulação da brisa do mar, V é a velocidade média do vento; T_m , a temperatura média; h é a altura do monitoramento.

Alguns estudos (Neumann, 1977; Kozo, 1982; Simpson, 1994; Camberlin e Planchon, 1997) observam que a brisa do mar pode mitigar as altas temperaturas na região continental, influenciar a velocidade dos ventos na região costeira, fornecer umidade para formação de nevoeiro, influenciar na difusão e dispersão de gases poluentes.

Há pelo menos três teorias a respeito do comportamento da força do gradiente de pressão em mesoescala durante o desenvolvimento tridimensional das brisas. A primeira teoria “ascendente” (Tijm e van Delden, 1999), em que o fluxo ou corrente de retorno, no alto, se desenvolve primeiro, devido a pressão baixa e ascensão das partículas em condição de alta temperatura. A segunda, teoria “lateral” (Simpson, 1994), onde a corrente de retorno leva em conta uma consequência do primeiro processo dinâmico considerado, isto é, o fluxo do ar quente em baixos níveis. A terceira é chamada teoria “mista” (Godske *et al.*, 1957), onde o ar quente se expande horizontal e verticalmente, simultaneamente (Miller *et al.*, 2003). Alguns estudos, considerando o ajuste hidrostático, sustentaram cautelosamente a teoria mista, e.g. Tijm e van Delden (1999).

O Vento Predominante (VP) é importante para definir o comportamento genérico da brisa, influencia em uma rotação helicoidal, se ela será detectada ou não em terra, e até pode impedir sua formação, dependendo da direção e força. Além disso, quanto mais acentuado o gradiente de temperatura entre terra e mar, maior a velocidade do vento.

3.2 Identificação dos sistemas de Brisas

As alterações dos parâmetros meteorológicos, tais quais: direção do vento, temperatura, velocidade do vento e umidade, podem ser fortes indicadores da presença e desenvolvimento de uma brisa marítima, e essas diferenças se destacam principalmente na fronteira entre o ar terrestre e o ar marítimo, onde há a formação da frente de brisa (Keith, 2004). Conforme a frente da brisa marítima penetra o interior continental, essas diferenças se tornam mais tênues, tendendo a inibir a formação da linha de nuvens cumulus que são associadas à umidade da frente, pois a mistura de tais parâmetros torna a mudança menos pronunciada, como documentado por Simpson (1977). À medida que essas diferenças podem ser medidas, através da

passagem da brisa para superfície terrestre, pode ser possível comparar a temperatura do ar com a temperatura média mensal da superfície, sendo possível também calcular as diferenças de temperaturas propícias à formação de brisa do mar. Os ventos predominantes podem ser levados em consideração nesse sentido (Keith, 2004).

Mora (2014) usou dados horários de duas estações meteorológicas (temperatura, velocidade e direção do vento e umidade) para caracterizar e analisar o desenvolvimento da brisa ao longo da costa da Serra da Arrábida, em Portugal. A análise simultânea desses dados permitiu caracterizar a brisa por meio das mudanças na direção padrão dos ventos acompanhada por uma ligeira diminuição da temperatura e aumento da umidade relativa; tais mudanças não ocorrem simultaneamente no topo da montanha, onde a brisa chegou, permanecendo perpendicular à costa até ser substituído pelo vento regional. A abordagem para identificar e agrupar os dias com regime térmico semelhante foi feita por meio do método Ward, de análise hierárquica de agrupamentos. A atuação da brisa na região estudada foi responsável pela diminuição média de 1°C na temperatura do ar e por um aumento de 10% na umidade relativa, assim como por uma rotação sul na direção do vento.

A distribuição espacial da frente de brisa pode ser identificada por um outro método bastante promissor, a abordagem de sensoriamento remoto, como a observação por imagens de satélite, que tem vantagem principalmente na detecção de nebulosidade do tipo Cumulus associada às FBM. O aparecimento de uma linha de nuvens cumuliformes paralela à costa representa o padrão clássico de formação de frente de brisa, que se propaga continente adentro dirigida pela circulação de brisa marítima (Smith, 1976; Simpson, 1994), e, como mostrou Souza (2016), algumas regiões no NNEB seguem esse padrão.

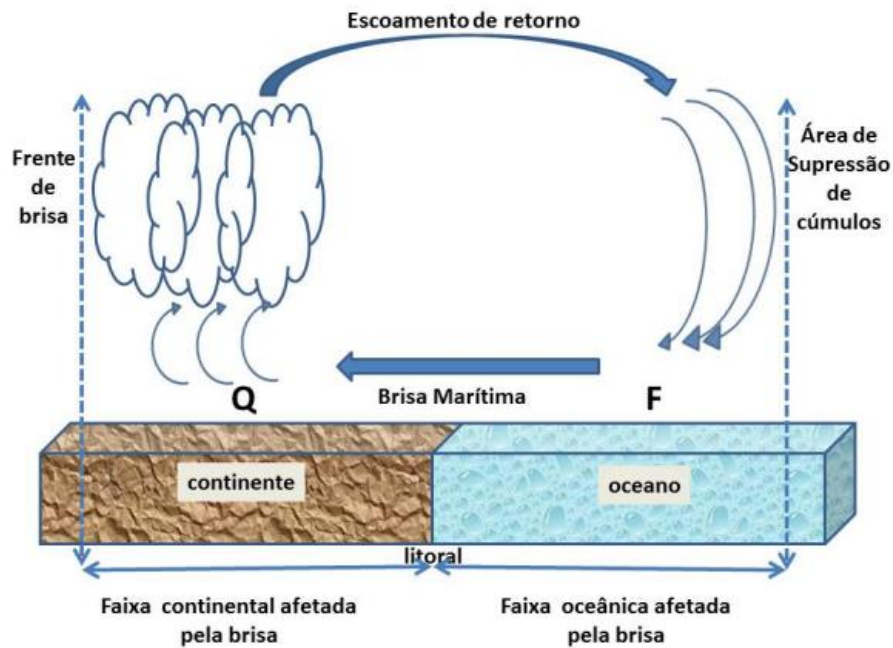


Figura 2- Ilustração das características gerais associadas à brisa marítima. As letras “Q” e “F” referem-se à superfície quente e fria, respectivamente. Fonte: Souza (2016).

A detecção de linhas de nuvens por imagens de satélite é um recurso relativamente recente. Ferdiansyah et al. (2020) usaram um algoritmo morfológico, de contorno, para detectar a borda da FBM em regiões urbano-costeira com uso de imagens de satélites geoestacionários. O algoritmo foi aplicado em imagens de banda visível para derivar a distribuição bidimensional da frente da brisa; assim, foi possível comparar o tempo de passagem da linha de nuvens detectadas com o tempo de chegada da FBM, essa última a partir de observações do solo. O resultado mostrou que o método foi razoavelmente capaz de representar o tempo de chegada da brisa em suas extensões espaciais. Esse estudo foi baseado em outros trabalhos precedentes relacionados à detecção das frentes usando imagens de satélite polares e geoestacionários (Damato et al., 2003; Planchon et al., 2006; Anjos e Lopes, 2018).

No entanto, o maior desafio para tal método é quando a linha de nuvem é coberta por nuvens de altos níveis, como nuvens Cirrus. À esse respeito, Corpetti e Planchon (2011) resolveram, teoricamente, o problema de transparência, combinando um algoritmo à decomposição de ondeletas. Para este algoritmo obter resultado de cálculo rápido no extenso uso de imagens, exigiu-se computação de alto

desempenho. No entanto, mostrou-se uma deficiência computacional para este método, pois as equações foram resolvidas analiticamente.

A relevância da identificação dessa linha de nuvem é que ela exibe um limite distinto entre áreas nubladas e áreas sem nuvens, assim, pode ser usada como representante para localização da SBF.

3.3 Estudo numérico de Brisas no Nordeste Brasileiro (NEB)

A descrição dos sistemas de brisas que influenciam o tempo nos estados do NEB foi documentada por alguns poucos autores, todos depois do ano 2000. Estes trabalhos atacaram questões sobre: a expansão e a evolução da frente de brisa, a caracterização da brisa nos seus períodos ativos, e a extensão da faixa oceânica e continental afetada no litoral norte e nordeste (Souza, 2016), sua influência na temperatura local de Sergipe (Anjos e Lopes, 2018) e sua interação com o Planalto da Borborema aplicando o trabalho de expansão na Paraíba (Alcântara e Souza, 2004 e 2009). Estes são os principais estudos realizados no NEB sobre brisas e serão explorados mais a fundo nessa seção. Até onde sabemos, não há um estudo feito efetivamente sobre o sistema local de brisas para o estado de Alagoas.

Tabela 1 - Alguns dos principais trabalhos desenvolvidos no NEB sobre brisas:

Análise Feita	Autor
<ul style="list-style-type: none"> • Mapear as áreas da região NNEB com potencial de brisas utilizando os dados de vento da reanálise do CFSR. • Estimou a extensão das áreas afetadas pela brisa pela penetração da frente de brisa marítima (FBM) utilizando imagens do canal do satélite GOES. • Verificou a capacidade de um <i>dowscaling</i> dinâmico dos dados do CFSR, com o modelo WRF em alta resolução, de representar os detalhes regionais das brisas. 	Souza (2016)
<ul style="list-style-type: none"> • Investiga-se numericamente a interação entre brisas marítima-terrestre, e de vale-montanha, que ocorrem no nordeste brasileiro devido à presença do Planalto da Borborema, aplicando o trabalho de expansão associado ao ramo inferior das circulações. 	Alcântara e Souza (2009)

-
- Interação entre essas circulações e o papel da elevação em termos da energética das circulações.
-
- Mostra o comportamento de algumas variáveis meteorológicas ao longo de simulações realizadas no modelo RAMS. Alcântara e Souza (2004)
 - Observa a atuação dessas circulações. Por exemplo, o comportamento térmico e da precipitação em condições de brisas.
-
- Identifica e calcula a FBM com estatísticas como início, cessação, duração, força, penetração terrestre e classificação do dia de FBM. Anjos e Lopes (2018)
 - Determina a relação entre a FBM e as condições meteorológicas na região de Sergipe.
-

Fonte: autor, 2021

Souza (2016), utilizando o modelo WRF caracterizou o potencial de brisa da região NNEB, que se estende do litoral do Amapá até o litoral da Bahia. Foram feitos critérios de ocorrência utilizando o método baseado na análise harmônica do sinal de vento, que usa a informação de toda a série temporal, de 1980 a 2010, e, por isso, não é capaz de determinar a ocorrência de potencial de brisa em um determinado dia. Para esse problema, tentou-se utilizar o índice de Biggs e Graves (1962), Eq. 2, que foi apenas satisfatório para o NEB, por causa da relação do gradiente de temperatura com a extensão de penetração da brisa. Em um segundo critério, foi adotada a transformada em ondeletas.

Índice de Biggs & Graves (1962):

$$I_{SB} = \frac{|U|^2}{C_p \Delta T} \quad (2)$$

Onde:

- U = velocidade do vento próximo a superfície ($m.s^{-1}$),
- C_p = calor específico do ar seco a pressão constante ($JK^{-1} kg^{-1}$),
- ΔT = diferença entre a temperatura do ar no continente e a temperatura na superfície líquida ($^{\circ}C$).

Em latitudes intercontinentais, para a ocorrência de brisa, esse ΔT deve estar acima de 4°C , devido ao menor efeito da força de Coriolis (Okoola, 1978; Cautenet & Rosset, 1989).

Ainda quanto à metodologia usada, as simulações numéricas foram realizadas através de um *downscaling* dinâmico, a partir dos dados de reanálise do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), para posteriormente ser comparado à nebulosidade observada em imagens no canal visível do satélite GOES-10 e CFSR, concluindo-se que o *downscaling* gerou resultados mais realistas que a reanálise.

Algumas técnicas de geoprocessamento foram usadas por Anjos e Lopes (2018) para detectar a frente de brisas quando a variação de umidade atmosférica estava baixa na região costeira de Sergipe, através de imagens do GOES-13 juntamente com um Sistema de Informações Geográficas, pois a análise das condições radiométricas por sensoriamento remoto não permite tornar a frente de nuvens visível quando a umidade está muito baixa (Bigot e Planchon, 2003). Os autores analisaram estatisticamente as condições meteorológicas comparando a média horária de sete variáveis de sete estações automáticas de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e dados de reanálise, como velocidade e direção do vento, temperatura e umidade relativa, durante dias com e sem frente de brisa marítima. Assim, Anjos e Lopes (2018) puderam fazer a definição do ciclo da brisa e analisar a questão cerne do trabalho, isto é, se a brisa do mar é realmente um forte mecanismo para diminuir as altas temperaturas no litoral nordestino, ou aumentar. Pelo fato de que a alta radiação solar pode aumentar a temperatura da superfície, resultando em dias mais quentes, consideraram que o desenvolvimento da frente da brisa marítima (FBM) está relacionado aos dias mais quentes da região de Sergipe. Constatou-se, através de climatologias da FBM, por meio de sensoriamento remoto e dados de superfície, que a brisa apresentou as seguintes características: Duração de 7 h, com início às 12:00 e cessação às 19:00, velocidade média do vento de $3,6 \text{ ms}^{-1}$ e extensão territorial máxima de 94 km a partir da costa. Foi analisado, respectivamente, que a formação da FBM em Sergipe está relacionada ao aumento da radiação solar e diminuição da umidade relativa e, portanto, nessas circunstâncias o desenvolvimento da FBM não favorece o conforto térmico na região.

Uma questão importante sobre as características do vento na região do Nordeste (Silva, 2003) é que as brisas marítimas são negativamente influenciadas à medida que se distanciam do equador. Nesse sentido, três características podem ser evidenciadas:

- 1 Redução na intensidade dos ventos alísios conforme o afastamento da zona equatorial.
- 2 Brisa marítima mais fraca, devido à redução do gradiente de temperatura terra-oceano (diminuição da temperatura em latitudes mais altas).
- 3 Fortes ocorrências de zona de convergência noturna.

Alcântara e Souza (2004) estudaram o comportamento das brisas marítima e terrestre em João Pessoa-PB durante dois dias no mês de novembro de 2003, através do modelo RAMS. Essas simulações foram realizadas com grades aninhadas de 32 km e 8 km. Os resultados mostraram que a brisa marítima apresentou um forte gradiente de temperatura, com o continente mais aquecido em cerca de 4°C, ou seja, os maiores gradientes ocorreram durante os máximos e mínimos de temperatura continental, devido ao fluxo no oceano não ser tão expressivo quanto no continente, em virtude de sua conservação de energia. Notou-se também que a precipitação tende a mascarar a presença da brisa, principalmente a marítima.

Outro estudo foi feito analisando a relação entre brisas e topografia por Alcântara e Souza (2009), especificamente sobre os efeitos de vale-montanha, no Planalto da Borborema, que se estende de Alagoas até o Rio Grande do Norte, usando modelo tridimensional e uma topografia realística. Nesse artigo, o objetivo foi mostrar o trabalho de expansão associado às circulações em níveis inferiores, com as inclinações de terreno, derivadas na teoria de máquina térmica de Souza (2004), em conjunto com o modelo BRAMS. O estudo mostrou que a topografia do planalto contribui para a intensificar as brisas terrestres, tornando-as tão ou mais intensas que as marítimas, o que não é percebido quando analisado apenas o contraste de temperatura.

Como vemos, os estudos de brisa no NEB e em outros locais se utilizam de estações de superfície, imagens de satélite, reanálises, modelos numéricos, ou uma combinação destes. Dados observacionais são geralmente insuficientes, sendo esse,

inclusive, um dos maiores problemas no estudo da circulação de brisas no NEB. Segundo Souza (2016), para se ter um maior conhecimento da extensão territorial afetada pela brisa, haveria necessidade do espaçamento entre as estações ser da ordem de alguns quilômetros. Por esse motivo, costuma-se utilizar também dados de reanálise para estudar a circulação de brisa, além de modelos numéricos (Pokhrel e Lee, 2011). Os modelos numéricos se tornaram uma ótima ferramenta para representar o comportamento da atmosfera em condições de brisa, especialmente a partir do início da década de 1970 (Pokhrel e Lee, 2011), contudo, este tipo de modelo e reanálise possuem baixa resolução espacial e podem não representar adequadamente a topografia em nível local, o que irá afetar a circulação de baixos níveis e a formação das brisas.

4. DADOS E METODOLOGIA

4.1 Descrição da área de estudo

A região de Alagoas, localizada no NEB, ocupa uma faixa costeira de 220 km de extensão. A região limita-se no setor norte com o estado de Pernambuco, e no setor Sul com o estado de Sergipe, a extensão litorânea leste com o oceano Atlântico e a continental oeste com a Bahia, e sua capital é a cidade de Maceió, localizada no setor central, trecho que possui planície mais desenvolvida. Alagoas possui uma área territorial de 27.779,343 km² e localiza-se entre os paralelos 8,81° S e 10,50° S e os meridianos 35,15 W e 38,23 W (IBGE, 2010).

De acordo com Amorim *et al.* (2008), somente 1% do território alagoano encontra-se acima de 600 m de altitude, cerca de 86% abaixo de 300 m, e 61% abaixo de 200 m. Possui altitude máxima de 1.144 m, na encosta meridional do planalto da Borborema, no centro norte, e a altitude média é de 213 m. Sua morfologia é formada especialmente por tabuleiros areníticos, muito frequentes no nordeste, e predominantemente pela planície costeira, com algumas ondulações e poucos picos e serras, assim, formando um relevo irregular na margem continental em frente a região costeira do estado (França, 1979) (Figura 3). Os tabuleiros formam um conjunto

de pequenos platôs (superfície plana e elevada) acompanhando o litoral, com altitudes de até 150 m (RADAM, 1983), e topografia ligeiramente ondulada.

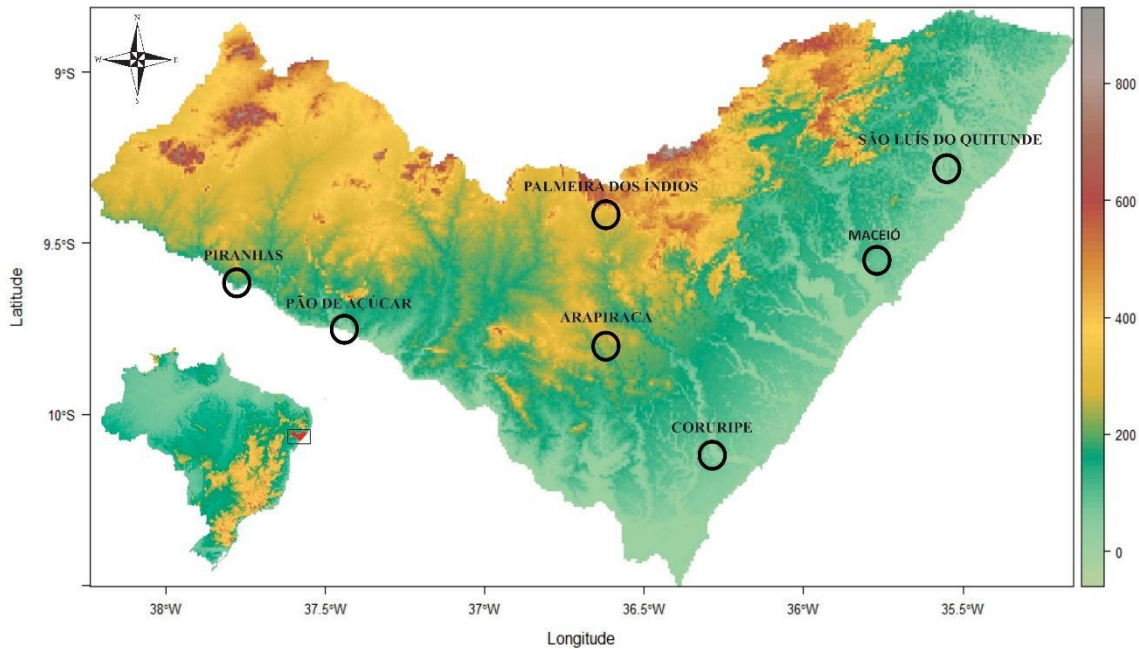


Figura 3 - Mapa hipsométrico e distribuição das Estações Meteorológicas Automáticas (EMA-INMET) em Alagoas. Fonte: Autor, 2020

A Figura 3 apresenta o mapa hipsométrico da área de estudo e seus níveis de relevo em relação ao nível do mar, onde a altitude é zero. É visto parte do planalto da Borborema na parte superior direita da figura, que dificulta a precisão do modelo topográfico do ERA5-L para representar dados de vento.

O clima da região de Alagoas é caracterizado principalmente por irregularidades das precipitações pluviométricas e pouca variação sazonal da radiação solar, do fotoperíodo e da temperatura do ar (Barros *et al.*, 2012). Devido a sua proximidade com a linha do Equador, essa latitude fica exposta a um número elevado de horas de incidência solar por ano e índices acentuados de evapotranspiração. No litoral, a oscilação da temperatura do ar fica entre 23°C e 28°C, e no sertão, entre 17°C e 33°C, não possuindo importantes variações no decorrer do ano.

Segundo a classificação de Köppen (Barros *et al.*, 2012), o estado de Alagoas é dividido em quatro zonas (Figura 4) cujo clima comporta-se de forma diferente. Próximo à divisa do estado de Pernambuco, na zona da mata norte (Ams'), o clima é

caracterizado como tropical com chuvas de outono e inverno, com matas pluviais, chuvas abundantes de médias pluviométricas de 1.500 mm a 2.200 mm.

A maior parte do estado possui clima tropical e quente (As'), correspondente ao restante da zona da mata, litoral e a parte mais úmida do agreste, com uma estação seca bem definida, chuvas de outono e inverno, e com médias anuais entre 1.000 mm e 1.500 mm de precipitação.

O agreste e o sertão, por outro lado, apresentam condições semiáridas e sua classificação climática compreende os climas mais secos e quentes, com baixa precipitação média anual de 400 mm a 600 mm no sertão (BSsh'), e de 600 mm a 900 mm no agreste (BSsh'). Em ambos os casos, a temperatura média anual é superior a 18°C e a evaporação excede a precipitação pluviométrica.

Uma pequena zona compõe os municípios de Água Branca e Mata Grande (As) onde as temperaturas são mais amenas, com verões secos e bem definidos.



Figura 4-Classificação climática de Köppen para o Estado de Alagoas. Fonte: Barros et al. (2012)

4.2 Dados

4.2.1 INMET

Para a análise de Brisas foram utilizados dados meteorológicos das variáveis pressão atmosférica, temperatura do ar e umidade relativa a 2m, precipitação e componentes zonal e meridional do vento em 10m, de 7 estações meteorológicas automáticas de superfície (EMS) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (Figura 6). Cada uma dessas estações possui uma base física instalada em uma área reservada de 14 m por 18 m, cercada por tela metálica e afastada de prédios e árvores, de acordo com o INMET (INMET, 2011). Os pontos de grade referenciais para este estudo correspondem às cidades onde estão instaladas as estações, são elas: Arapiraca, Maceió, Coruripe, São Luís do Quitunde, Piranhas, Pão de Açúcar e Palmeira dos Índios (ver Figura 3).

Os dados são fornecidos com resolução temporal horária, resultado de medidas integralizadas dos intervalos de minuto a minuto, obtidas através das médias de 12 amostragens fornecidas a cada 5 segundos, dos sensores meteorológicos.

O conjunto de medições passa por um controle de qualidade interno e é disponibilizado no banco de dados de forma gratuita e em tempo real através do site: (http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/pg_automaticas.php). O produto final atende diversas demandas de pesquisa e aplicações, tanto na área de previsão do tempo e meteorologia, como oceanografia, agronomia e hidrologia.

4.2.2 Reanálise do ERA5 e ERA5-LAND

European ReAnalysis, ERA5 (Hersbach et al., 2020), é a última geração de reanálise atmosférica produzida pelo ECMWF, desenvolvida e fornecida pelo *Copernicus Climate Change Service (C3S)/Climate Data Store (CDS)*, que substitui a geração de dados do ERA-Interim (Dee et al., 2011) a partir de 2016. Comparado ao ERA-Interim, a nova assimilação de dados do ECMWF tem uma resolução horizontal significativamente aprimorada, de 80 km para 31 km (grade de 0,25°), além de uma resolução vertical de 137 níveis de pressão, em comparação aos 60 níveis da reanálise anterior, e a frequência temporária passou de 6 h para 1 h no ERA5.

O ERA5 disponibiliza dados de parâmetros atmosféricos a partir de 1950, com vista a ser aprimorado para fazer uma cobertura temporal retrospectiva de todo o século XX (DP Dee *et al.*, 2011; Hersbach *et al.*, 2020).

Visando realizar uma avaliação mais detalhada sobre o Estado de Alagoas, serão utilizados, neste trabalho, dados de nível de superfície do ERA5-Land (ERA5L) (Muñoz Sabater, J., 2019), das variáveis: Pressão Atmosférica, umidade relativa, componentes do vento, precipitação e temperatura.

O ERA5L é um produto de assimilação derivado da componente terrestre do ERA5, porém com o grande diferencial de ter resolução espacial de 9 km (0,1° de grade regular latitude-longitude), incluindo uma correção de altitude para o estado termodinâmico próximo à superfície, em outras palavras, a orografia em escala de subgrade influencia o momentum da atmosfera e, portanto, outras partes da física, o que o torna a primeira reanálise global a alcançar uma resolução tão refinada (Sabater *et al.*, 2021).

Impulsionado por forçantes meteorológicas de escala reduzida do ERA5, o ERA5L também reduz o erro médio quadrático da temperatura de superfície, tendo em vista o uso de dados sensoriais do MODIS, da NASA, como base. Esse agregado de valores garante ao ERA5L uma eficiência valiosa para descrição do ciclo hidrológico e de energia ao nível do solo, em especial em regiões costeiras, onde avaliar a interação entre água e terra requer melhor precisão espacial. O conjunto de dados está disponível a partir de 1981, proporcionado até 3 meses antes do tempo real.

No Brasil, alguns estudos já foram feitos usando ou avaliando o desempenho de qualidade dos dados do *European Center for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) por métodos estatísticos em áreas onde não há informações disponíveis, a fim de saber se é possível tirar conclusões apenas com campos estimados no input de modelos numéricos que simulam processos dinâmicos sobre a superfície (Almeida *et al.*, 1998; Moraes *et al.*, 2012; Moraes e Miranda, 2013; Aparecido, 2019; Lorençone *et al.*, 2020); porém, nenhum ajuste de altitude foi feito, e nem análises estatísticas dos dados de 5° geração do ECMWF para processos terrestres, ao que se propõe esse trabalho com a escala reduzida do ERA5 para a terra.

A figura 5 representa os pontos de grade do ERA5L (pontos) e do ERA5 (Xis) sobrepostos aos pontos de observações reais in situ do INMET em Alagoas, bem como as diferenças de altitude entre a topografia do ERA5-L e INMET. A validação dos dados de pressão e temperatura desse modelo de resolução fina foi a primeira etapa do trabalho, descrita na próxima seção.

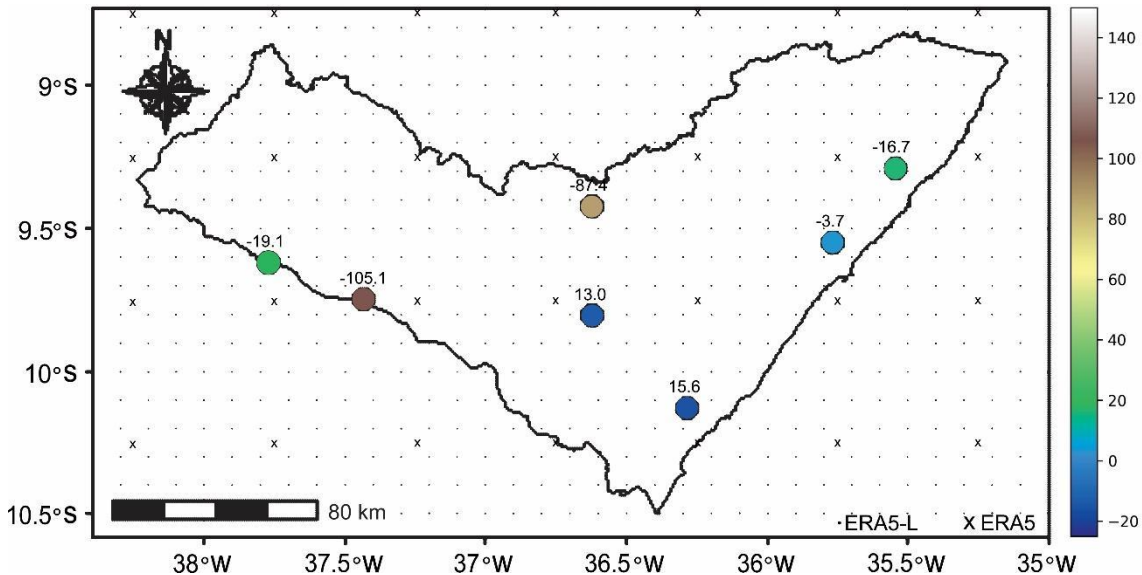


Figura 5 - Pontos de grade dos modelos ERA5 (representados por X) e ERA5-L (representados por pontos), e variação de altitude entre a topografia do modelo do ERA5-L e topografia real do INMET (Δz). Fonte: Autor, 2021.

O período aqui considerado foi de 2008 a 2019 para validação dos dados de temperatura e pressão, em acordo com o período de atividade das estações do INMET, e o período climatológico de 1989 a 2019 para o estudo de Brisas Marítimas e Terrestres.

4.3 Correção de Altitude por meio do ELR e Equação Hidrostática

Segundo Cosgrove *et al.* (2003) e Gonçalves *et al.* (2009), não é possível representar os processos de superfície terrestre com fidelidade se os dados forçantes não concordarem com os dados reais, não importando o quão sofisticado seja o modelo operacional e as condições iniciais. Sendo assim, o requisito principal dos dados de reanálise é que sejam realistas, dessa forma é possível fornecer um feedback coerente do sistema solo-vegetação-atmosfera.

O método do ajuste de temperatura e pressão por meio do *Lapse Rate* (ELR) e equação hidrostática aplicado neste estudo seguiu a técnica de Cosgrove et al. (2003), que apresenta o controle de qualidade dos dados do projeto *North American Land Data Assimilation System* (NLDAS) (Mitchell et al., 1999).

Para corrigir a diferença de topografia entre as observações e o modelo utilizado pelo NLDAS, Cosgrove e coautores fizeram o ajuste da temperatura por meio do lapse rate, da pressão de superfície através da equação hidrostática, além de ajuste da radiação incidente de onda longa e de umidade específica. Essa última variável, entre os parâmetros de interesse para estudo de brisas, foi desprezada no presente trabalho por ter uma variação irrelevante devido à pouca variação na temperatura, quando aplicada na equação de Wexler de pressão de saturação de vapor. Portanto, nos ateremos apenas à pressão e temperatura.

Inicialmente, uma área foi recortada do domínio do ERA5L, com uma grade que vai de 8°S a 11°S de latitude e 39°W a 34°W de longitude e corresponde ao estado de Alagoas e imediações.

A fim de analisar o impacto da resolução espacial do modelo sobre a precisão dos dados, primeiro foi calculada a diferença entre altitude do modelo e altitude real, e em seguida foram feitas as correções segundo o trabalho de Cosgrove et al. (2003), a serem explicadas a seguir.

4.3.1 Diferença de Altitude (ΔZ) entre ERA5-L e INMET

Levando em consideração a diferença de altitude entre o modelo topográfico do ECMWF e a altitude real das estações (exemplificado na figura 6), não há como fazer uma comparação entre os parâmetros meteorológicos em pontos espaciais diferentes, e posterior validação, senão quando ajustados a uma mesma altitude. Sendo assim, o primeiro passo foi utilizar o geopotencial do ERA5-L para obter sua altura geopotencial.

Sabendo que o geopotencial de superfície ϕ é o trabalho que precisa ser realizado contra o campo gravitacional da terra para elevar uma unidade de massa a uma altitude acima do nível médio do mar (Holton, 2004), dado numa altura Z é definido, portanto, como:

$$\Phi(z) = \int_0^z g dz \quad (3)$$

Onde o ϕ ao nível do mar é igual a zero, o ϕ acima desse ponto depende de uma variação de altitude (dz), e g é a aceleração gravitacional média (considerada $9,81 \text{ m/s}^2$).

Sendo assim, a altura geopotencial z pode ser obtida por:

$$Z \equiv \frac{\Phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz \quad (4)$$

Dessa forma, a orografia do ERA5-L foi calculada dividindo o geopotencial de superfície (m^2/s^2) pela aceleração de gravidade (m/s^2), para obter a altura geopotencial (m) acima do nível médio do mar, considerando $g_0 \cong g$ numa atmosfera baixa.

Após isso, foram extraídos os pontos de grade mais próximos às coordenadas de cada estação para, por fim, calcular a diferença de altitude entre ambos (ΔZ), conforme a figura 6.

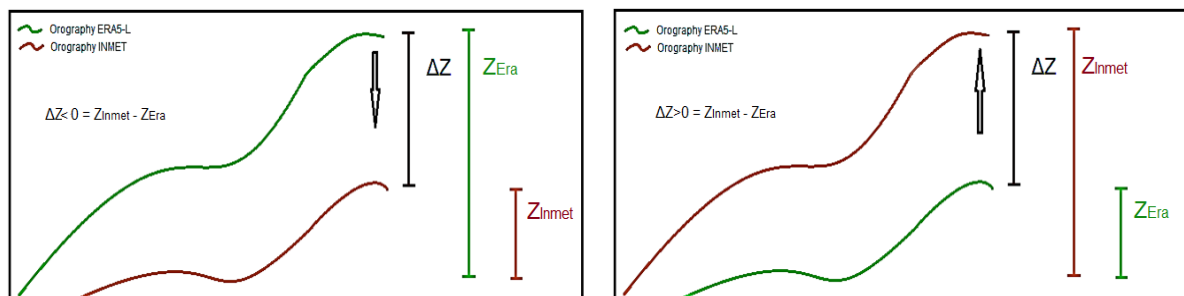


Figura 6 – Comparação entre a orografia do modelo versus a orografia real, quando a topografia do modelo pode estar inferior ou superior a elevação das estações de observações reais, implicando em uma diferença de altitude (ΔZ) positiva ou negativa. Fonte: autor, 2021.

5.3.2 Correção da Temperatura do Ar por meio da Taxa de Lapso

A taxa de lapso ambiental (ELR) é a variação da temperatura em função da altura da parcela de ar; em outras palavras, em condições adiabáticas, quando há resfriamento por expansão, a temperatura do ar cai com o aumento da altura e expansão do volume da parcela (Sheridan *et al.*, 2010).

O ELR pode ser calculado por:

$$\gamma = -\frac{dT}{dZ} \quad (5)$$

Sendo T a temperatura e Z é a altura acima do nível do mar (Sheridan *et al.*, 2010). Assim, obtemos a variação de temperatura pela variação de altitude, que, para a média global da atmosfera seca e úmida, admite-se o valor constante de -6,5 K/km.

De acordo com Cosgrove *et al.* (2003), a temperatura pode ser corrigida através da eq. 6, a seguir:

$$T.Corrigida(K) = T.ERA5L + [(\Delta z) \times (\gamma)] \quad (6)$$

Com a variação de temperatura $\Delta t = [(\Delta z) \times (-0,0065)]$ em K/m, para a condição média da atmosfera, em que a temperatura é inversamente proporcional à altitude, temos que:

$$T.Corrigida(K) = T.ERA5L + [(\Delta z) \times (-0,0065)] = T.ERA5L + \Delta t \quad (7)$$

Pela qual duas condições para a temperatura em função do Δz (fig. 6) são deduzidas:

$$\Delta z > 0 \rightarrow \Delta t < 0 \quad (8)$$

e

$$\Delta z < 0 \rightarrow \Delta t > 0 \quad (9)$$

5.3.3 Correção da Pressão Atmosférica por meio da Equação Hidrostática

Ao se tratar de equilíbrio hidrostático na atmosfera, duas principais forças verticais são levadas em consideração, uma descendente, que é o peso de toda

massa de ar acima de uma altura Z , e a ascendente, que atua abaixo de Z forçando-o para cima (Holton, 2004).

Para que haja o equilíbrio entre essas forças, segue-se o princípio matemático da equação hidrostática (Eq. 12), utilizada por Cosgrove *et al.* (2003) para o ajuste de pressão, de acordo com a qual a densidade do ar diminui com a altura, pois a concentração do ar é direcionada para o centro gravitacional.

A densidade do ar ρ foi calculada para a altura Z usando a equação dos gases ideais (Eq.10), onde R é a constante dos gases ideais $=287,0530 \text{ (} J K g^{-1} K^{-1} \text{)}$. A equação recebe a temperatura corrigida como input:

$$P.ERA5L = \rho RT. Corrigida \quad (10)$$

$$\rho = P.ERA5L/R/T. Corrigida \quad (11)$$

$$\Delta p = -\rho g \Delta z \quad (12)$$

$$P. Corrigida \text{ (hPa)} = P.ERA5L + \Delta p \quad (13)$$

Sendo $P. Corrigida \text{ (hPa)}$ a pressão do ERA5L corrigida, g a aceleração de gravidade $= 9,81 \text{ ms}^{-2}$, $P.ERA5L$ é a pressão atmosférica não corrigida do ERA5-L, e Δp é o gradiente de pressão vertical que está em função da variação de altitude Δz .

Para a variação de pressão $\Delta p = -\rho g \Delta z$, onde a pressão é inversamente proporcional à altitude e a densidade do ar diminui com a altura devido à gravidade, temos que:

$$P. Corrigida = P.ERA5L + \Delta p \quad (14)$$

Pela qual duas condições para a Pressão Atmosférica em função do Δz (fig. 6) são deduzidas:

$$\Delta z > 0 \rightarrow \Delta p < 0 \quad (15)$$

e

$$\Delta z < 0 \rightarrow \Delta p > 0 \quad (16)$$

4.4 Climatologias

Foram feitas as climatologias diárias, sazonais e anuais das variáveis: precipitação total, pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa, velocidade e direção do vento, a partir dos dados do ERA5-Land e das 7 estações automáticas do INMET a fim de caracterizar os padrões gerais da atmosfera na região e investigar o ciclo diurno das brisas.

A climatologia da direção e velocidade do vento pode ser calculada a partir do campo escalar ou vetorial, que são os parâmetros por meio do qual o fluxo de ar é representado matematicamente. Como mostra Grange (2014), a magnitude do vetor médio difere da média das magnitudes, considerando que dois vetores unitários opostos, iguais, podem se anular na média. Outro problema comum se dá para a média escalar da direção do vento quando se espera que uma média de $0^\circ/360^\circ$ retorne um vento cardinal norte, e não sul, de 180° . Sendo assim, por convenção meteorológica, e de acordo com Grange (2014), a climatologia da velocidade do vento é feita pela média escalar, enquanto que a da direção do vento é feita pela média vetorial.

A figura 7 ilustra como o vento está relacionado às suas componentes u e v , tal como a diferença entre o arco meteorológico e o matemático. Para converter da direção meteorológica para a matemática, basta usar a fórmula (em graus): $md = 270 - wwd$, para a qual “ md ” é a direção matemática e “ wwd ” é a direção meteorológica.

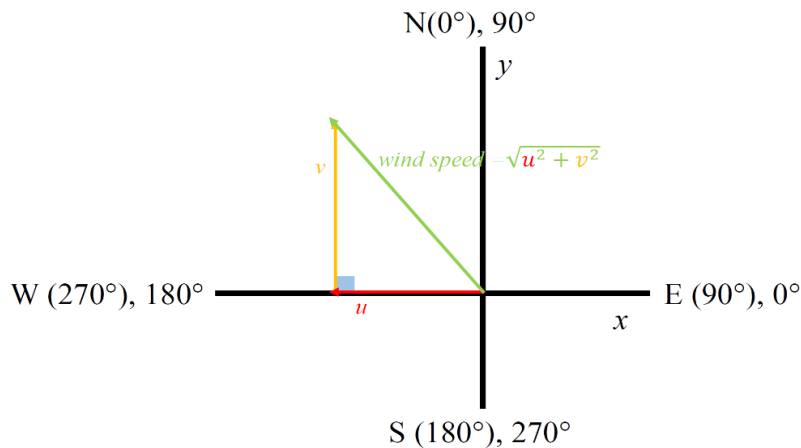


Figura 7 - Diagrama de vetores de Vento. Fonte: NASA, 2019.

Enquanto o ERA5 fornece os dados de vento em vetores, o vento do INMET precisou ser decomposto em u e v para calcular a climatologia da direção corretamente. Para isso, foram utilizadas as equações abaixo:

$$u = ws * \cos(\theta) \quad (17)$$

$$v = ws * \sin(\theta) \quad (18)$$

Onde ws é a velocidade do vento e θ é a direção. Para converter u e v em radianos, a direção foi multiplicada por $\frac{\pi}{180}$ e convertida para a matemática, da seguinte forma:

$$u_{inmet} = ws_{inmet} * \cos((270 - \theta_{inmet}) * \pi/180) \quad (19)$$

$$v_{inmet} = ws_{inmet} * \sin((270 - \theta_{inmet}) * \pi/180) \quad (20)$$

A partir da média das componentes, aplica-se a equação da direção do vento (Eq. 21) para obter a climatologia da direção do vento no campo vetorial, com a resposta convertida para graus no intervalo de $0 \leq \theta < 360$. Conhecendo u e v , usa-se a função trigonométrica inversa da tangente, \arctan , para encontrar o ângulo. Para resolver o problema dos quadrantes, uma função padrão foi criada nas bibliotecas das linguagens de programação, atan2 ou arctan2 , variando de acordo com o software ou biblioteca utilizada.

A Eq. 22, com base no teorema de Pitágoras (Fig.7), é usada para calcular a magnitude média do vetor, ou velocidade escalar.

$$\theta_{Inmet_{clim}} = \text{mod}(270 - \arctan2(V_{mean}, U_{mean}) * \frac{180}{\pi} + 360, 360) \quad (21)$$

$$ws = \text{sqrt}(u^2 + v^2) \quad (22)$$

4.5 Estatísticas

A etapa de validação consiste em verificar a qualidade das correções através do desvio sistemático do valor real (BIAS), erro quadrático médio (MSE) e sua raiz (RMSE), assim como o coeficiente de correlação de Pearson (r). Para analisar a variação do grau de erro e de correlação, as estatísticas foram aplicadas entre os dados do ERA5-L e INMET e do ERA5-L corrigidos e INMET, a fim de compará-los entre si.

O erro (e) pode ser calculado pela diferença entre uma variável qualquer prevista ou simulada (ERA5-L) e uma medida ou observada (INMET) em um mesmo ponto do espaço no tempo de i a N (Hallak e Filho, 2011), expresso por:

$$e = era5l - inmet \quad (23)$$

Em síntese, se o $e = 0$, o simulado é igual ao observado naquele ponto, ou seja, a simulação é perfeita. Se o simulado ultrapassa o observado, o erro é positivo, e se o observado for maior que o simulado, o erro é negativo; em ambos os casos a simulação é tanto mais imperfeita quanto mais distantes os valores estão de 0.

Com base nessa diferença, são derivadas as medidas estatísticas que foram utilizadas:

O Erro Médio (EM), também chamado Viés (BIAS em inglês) foi usado para medir o quanto o ERA5-L superestimou ou subestimou os dados observados. E é definido por:

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N e \quad (24)$$

O Erro Quadrático Médio é mais sensível aos grandes erros, e indica o quão acurado é o dado simulado elevando os erros ao quadrado. MSE = 0 representa uma simulação perfeita.

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N e^2 \quad (25)$$

A Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE em inglês) apresenta a dimensão do erro na mesma escala da variável analisada, é a raiz do MSE (Willmott *et al.*, 2005). É dada por:

$$\sqrt{MSE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N e^2 \quad (26)$$

O Coeficiente de Correlação de Pearson (ρ) mede a correlação linear entre dois conjuntos de dados e seu resultado varia entre -1 e 1; o sinal indica a direção e o tamanho indica a força da correlação. É definido como:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^N (X_{era5l} - \bar{X}_{era5l})(Y_{inmet} - \bar{Y}_{inmet})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_{era5l} - \bar{X}_{era5l})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (Y_{inmet} - \bar{Y}_{inmet})^2}} \quad (27)$$

Sendo \underline{X} e \underline{Y} as médias do ERA5-L e INMET, respectivamente, o valor de ρ pode ser interpretado como:

0.9 a 1 positivo ou negativo indica uma correlação muito forte.

0.7 a 0.9 positivo ou negativo indica uma correlação forte.

0.5 a 0.7 positivo ou negativo indica uma correlação moderada.

0.3 a 0.5 positivo ou negativo indica uma correlação fraca.

0 a 0.3 positivo ou negativo indica uma correlação desprezível

4.6 Método de Identificação de Brisas

A identificação da atividade da brisa foi feita por meio de uma análise simultânea das variáveis (Keith, 2004; Mora, 2014), tendo como condição necessária o comportamento da direção do vento no padrão da célula de brisa em baixos níveis, tal como da velocidade, que pode caracterizar sua intensidade, para estimar seu desenvolvimento durante o ciclo diurno.

De acordo com Keith (2004), devido ao aquecimento diferencial entre terra e mar durante o dia, a fronteira entre o ar marinho e terrestre, ou frente da brisa (FBM), pode ser identificada pela mudança nos parâmetros meteorológicos, que marca a borda da brisa e o quanto ela penetra o interior continental. O estudo de Keith (2004) analisou a ocorrência de brisas na costa sul da Inglaterra sob diferentes escalas espaciais a partir de dados de superfície de um sistema de informações meteorológicas, cuja instrumentação é anexada no farol da barra de Chichester, no período de abril a outubro de 2003. O foco dessa investigação foi caracterizar o padrão de ocorrência com base em estudos de casos durante o ano, tal como quantificar os casos de brisas nesse período e analisar as evidências de ondas pré e pós-frontais na superfície.

As brisas marítimas e terrestres podem ser estudadas a partir das seguintes escalas espaciais/temporais, conforme descrito em detalhes por Keith (2004):

- Escala Sinótica (100 km / dias).
- Escala de circulação (até 100km/ horas-dia).
- Escala interna, estrutura de frente (10-20 km/ horas)
- Escala de ondas (até 1 km/ de minutos à 1 hora).

O presente estudo terá como foco a escala sinótica e a escala de circulação, ambas a nível de superfície.

O método de detecção adotado foi baseado no estudo de Keith (2004), cujo algoritmo utilizado foi desenvolvido por (Alpert e Rabinovich-Hadar, 2003) no excel para identificar as frentes das brisas em dados de alta escala temporal.

A tabela 2 apresenta os critérios de identificação simultânea ajustados para os dados fornecidos pelo INMET. Foi removido o critério de Gustiness, uma vez que os resultados do estudo em questão demonstraram pouca relevância desse parâmetro, e foi adicionado umidade relativa, por indicação do mesmo estudo, já que era um dado faltante no sistema de informações, e porque a brisa do mar costuma ser uma massa de ar mais úmida que o ar mais seco sobre a terra. Além desse, a pressão atmosférica foi um indicador extra adicionado.

- Os critérios para identificar a frente foram elaborados tomando como base que frente da brisa do mar é acompanhada por uma queda ou estabilização da temperatura, um aumento na velocidade do vento, uma mudança na direção do vento, e um aumento de umidade em 10%, com base nos estudos de caso de Mora (2014), em Portugal, que visavam prever cenários de combate e mitigação de incêndios numa região montanhosa na costa ocidental portuguesa.

Foi utilizada a linguagem *Python* para gerar um sinalizador “*True*” sempre que pelo menos 4 dos 5 critérios fossem atendidos simultaneamente nos dados horários, indicando a evidência de frontogênese. Dos 5 critérios, a direção do vento foi um parâmetro obrigatório para identificar a mudança no fluxo de ar da célula da brisa em nível de superfície. Sendo assim, pelo menos mais 3 variáveis, das 4 restantes, deveriam seguir as condições de brisas descritas na tabela 2.

Tabela 2 - Condições para frontogênese segundo a revisão de literatura

 **Critérios de detecção de Brisas:**

-
- **Direção do vento:** final de uma mudança na direção do vento superior a 40° em 1h.
-

-
- **Velocidade do vento:** início de um aumento na velocidade do vento superior a 0,75 m/s em 1h
-
- **Temperatura:** Aumento de 2° C na temperatura ao longo de 1 hora.
-
- **Pressão atmosférica:** Diminuição da pressão superior a 0,2 hPa em 1h
-
- **Umidade Relativa:** Aumento na umidade específica de pelo menos 10%, em 1h
-

Fonte: Autor, 2022

Vale ressaltar que foram utilizados apenas os dados do INMET na detecção de brisa, devido à baixa representatividade dos dados de direção do vento do modelo do ERA5 com relação aos dados observados.

Como apresentado na figura 8, à título de exemplo, a direção do vento do modelo do CFSR a 10 m, ERA5 ao nível de superfície em 10 e 100m, e do ERA5L em 10m, foram comparadas aos dados observados do INMET nos pontos de grade correspondentes, e o resultado mostrou que o vento de algumas estações se comportou como uma constante, como o caso de São Luís do Quitunde. Os testes de detecção de brisas com os dados do ERA5L refletiram esse problema com um número subestimado de casos de brisas, já que o vento é parâmetro obrigatório. Portanto, serão utilizados apenas os dados do INMET neste estudo.

Além disso, o vento padrão foi substituído pela anomalia do vento, pois a grande escala de vento inibiria as ocorrências numa escala regional e local. Considerando isso, foram feitos testes com ambos os ventos, e a anomalia gerou melhor resultado, apresentando uma frequência de duas a três vezes mais casos de brisas quando comparado ao resultado do vento do INMET sem anomalia.

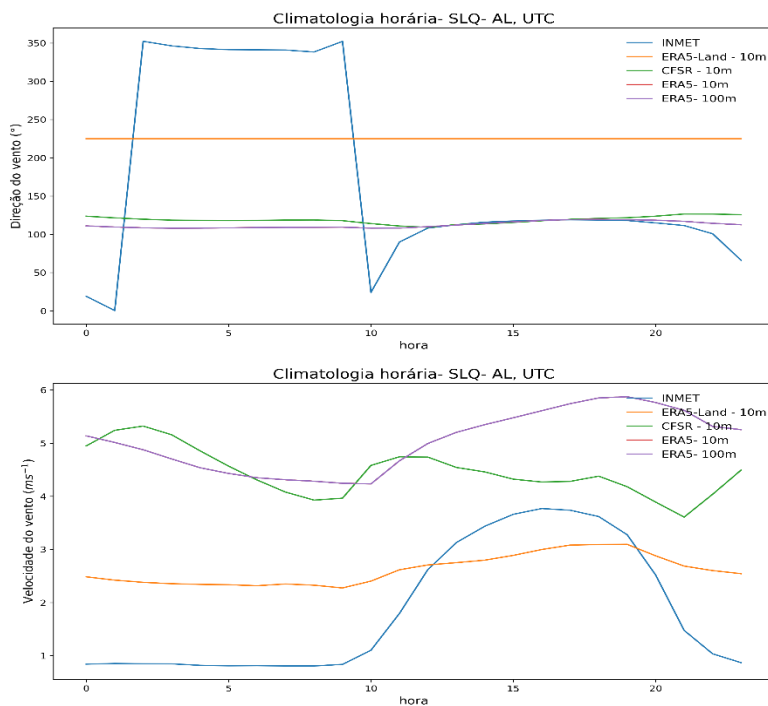


Figura 8 - Comparação climatológica da direção e velocidade do vento para a estação de São Luís do Quitunde, entre dados do CFSR a 10 m, ERA5 a 10 e 100 m, ERA5L a 10 m e INMET. Fonte: Autor, 2022

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Esta seção divide-se em 3 partes. A primeira apresenta a validação dos dados de temperatura do ar e de pressão atmosférica da reanálise do ERA5-L, nos quais foram aplicadas as equações de *lapse rate* e equação hidrostática, respectivamente, para ajustar os valores ao mesmo nível de superfície entre o modelo e os dados observados em um período comum.

Na segunda parte apresenta-se as climatologias do ciclo diário e anual e os campos médios sazonais em termos comparativos dos dados do INMET e ERA5-L durante o período de 2008 a 2019.

A detecção e a climatologia de brisas será discutida na última parte deste capítulo de resultados.

5.1 Validação dos dados de reanálise do ERA5-L

Nesse estudo, foram feitas comparações diretas entre as medições das 7 estações de Alagoas com os dados de saída do modelo para o ponto de grade onde a estação localiza-se. Apesar das altitudes serem ligeiramente diferentes, foi possível fazer uma correção considerável do erro sistemático para a pressão atmosférica em alguns pontos de grade.

As figuras 9, 10 e 11 apresentam o ΔP e ΔT das séries temporais horárias (UTC), que é a diferença entre os dados de pressão e temperatura corrigidas e não corrigidas com os dados do INMET. Quanto mais próximo de zero, menor a diferença entre os dados observados e os dados do modelo. A figura 9 mostra a pressão corrigida para a cidade de Palmeira dos Índios, onde foi possível notar um salto no ΔP de -10.44 hPa para -0.7 hPa no ΔP corrigido, o que mostra que o modelo tende a subestimar os dados reais dessa estação, e que a correção de altitude diminui o erro sistemático. Já a temperatura teve uma correção sutil e menos pronunciada. A figura 10 mostra uma correção média do viés de pressão de 12 hPa para próximo de zero, para a cidade de Pão de Açúcar, enquanto que para Maceió, figura 11, a correção média foi de 0,5 hPa. Esses valores são detalhados no BIAS e outras estatísticas nas figuras 12, 13 e 14.

De modo geral, foram escolhidas 3 das 7 estações para representar o ajuste topográfico, o qual apresentou-se eficiente para corrigir os dados subestimados e superestimados do ERA5-L para uma representação mais realística da pressão atmosférica, enquanto a temperatura representou bem os dados observados, mesmo sem correção com *lapse rate*.

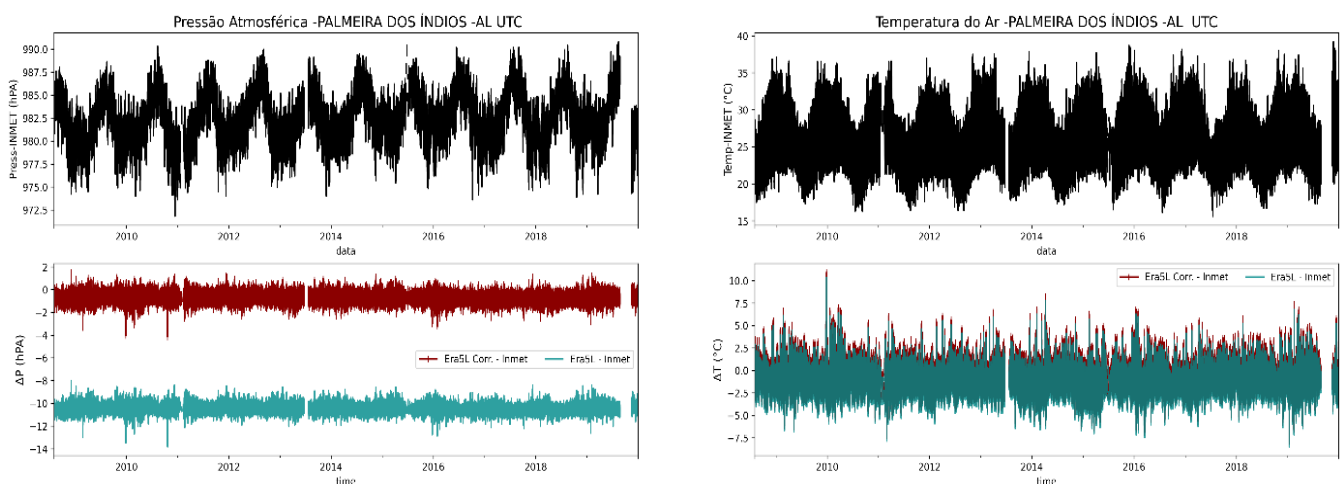


Figura 9 - ΔP e ΔT das séries temporais de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e Pressão (hPa) para a estação de Palmeira dos Índios. Fonte: Autor, 2021

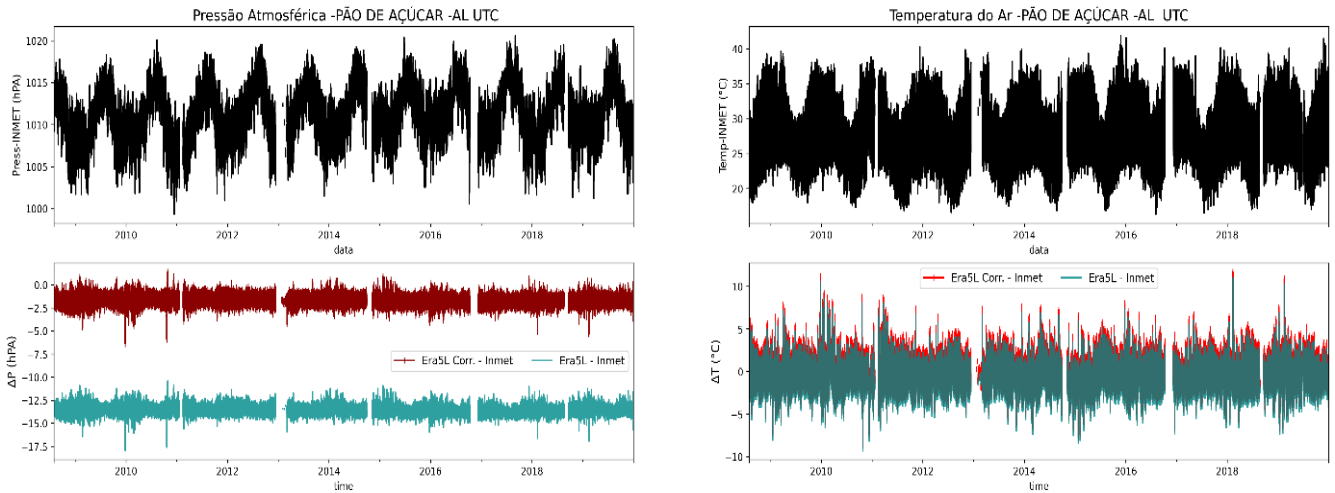


Figura 10 - ΔP e ΔT das séries temporais de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e Pressão (hPa) para a estação de Pão de Açúcar. Fonte: Autor, 2021

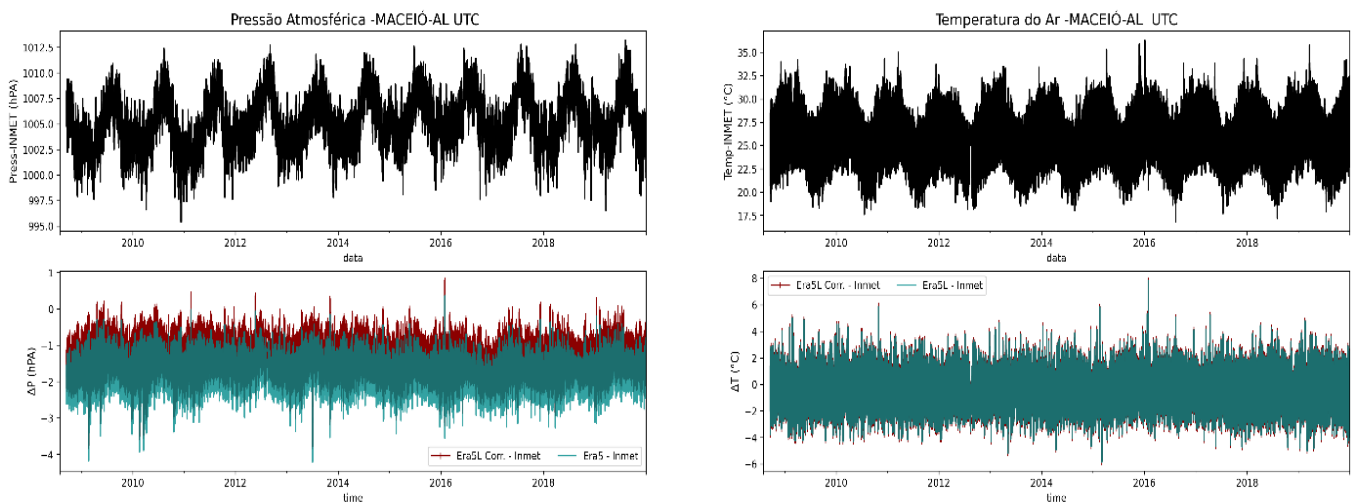


Figura 11 - ΔP e ΔT das séries temporais de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e Pressão (hPa) para a estação de Maceió. Fonte: Autor, 2021

As figuras 12, 13 e 14 mostram a regressão linear e a representatividade do ERA5-L corrigido e não corrigido para as mesmas 3 estações, respectivamente, através do R de Pearson, BIAS, MSE e RMSE. Também é informado o Δz , diferença de altitude da topografia do modelo e da topografia real.

A estação de Pão de Açúcar e Palmeira dos Índios tiveram, na ordem, o maior Δz , que implicou em maiores diferenças nas estatísticas após a correção, como observado nas figuras. Maceió foi escolhida por ser a capital do estado. No geral, as

correlações de Pearson foram altas tanto para os dados corrigidos, quanto para os não corrigidos. Para a temperatura, apenas Coruripe e São Luís do Quitunde (Apêndice A) tiveram correlações fortes, enquanto as outras estações tiveram correlações muito fortes. No que se refere à pressão, todas as correlações foram muito fortes.

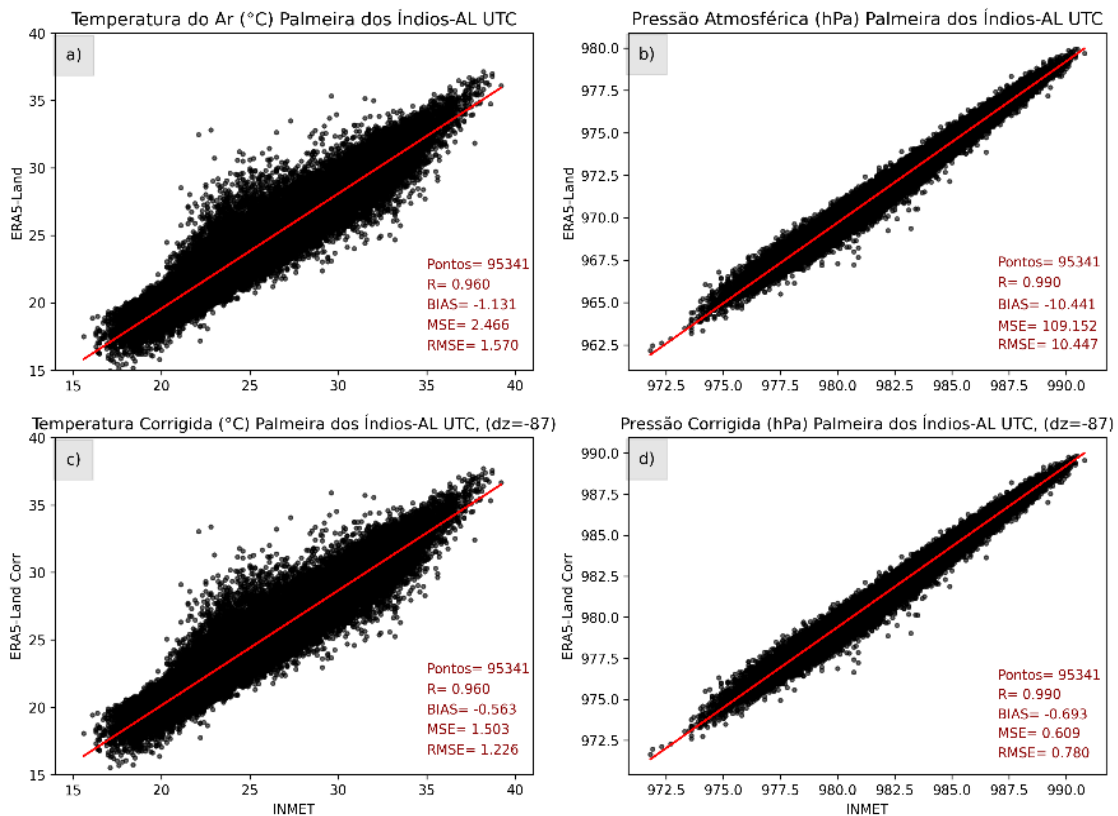


Figura 12 - Regressão Linear e estatísticas da correção de altitude para Temperatura do ar (°C) e Pressão de superfície (hPa), na estação de Palmeira dos Índios, com base em dados horários. Fonte: Autor, 2021

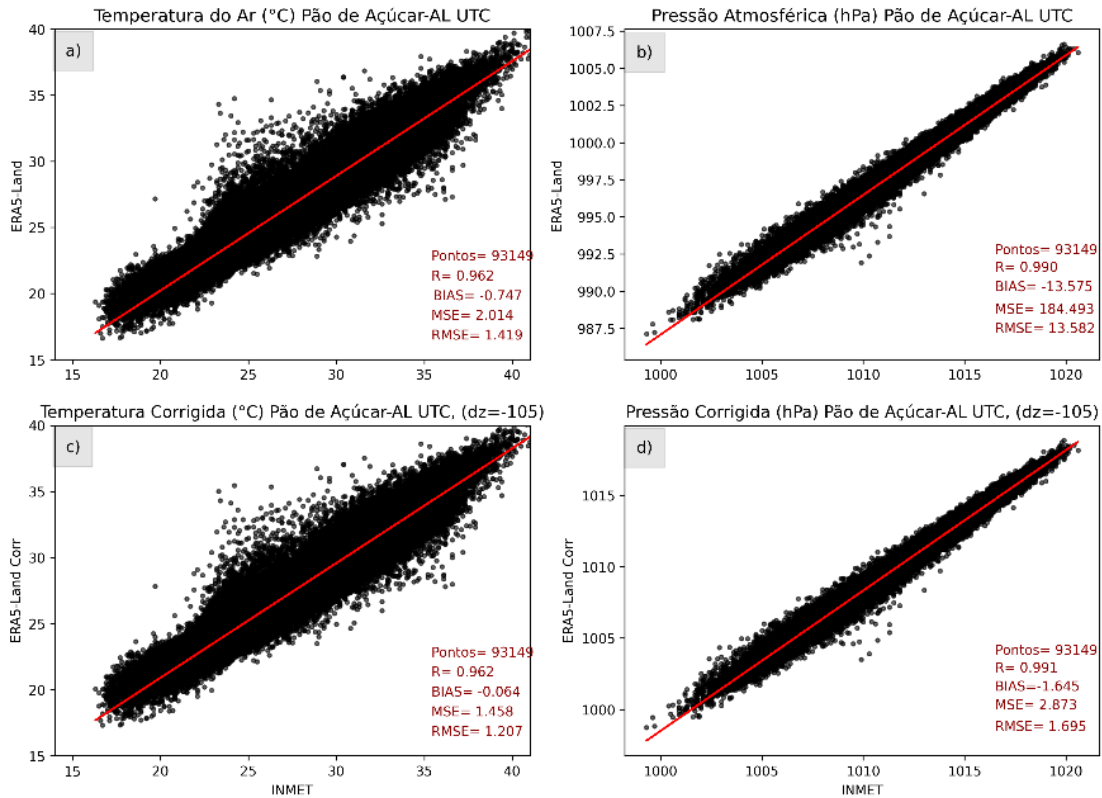


Figura 13 - O mesmo da figura 12, mas para a estação de Pão de Açúcar. Fonte: Autor, 2021

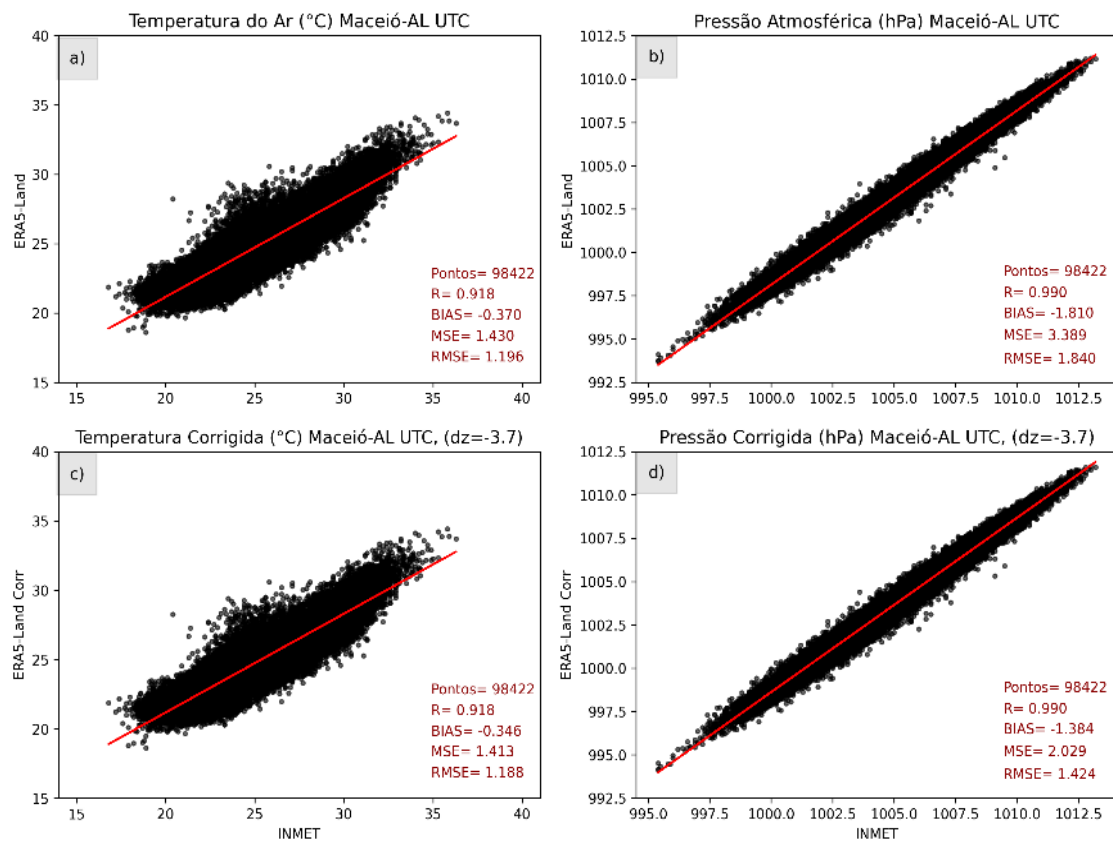


Figura 14 – O mesmo da figura 12, mas para a estação de Maceió. Fonte: Autor, 2021

As climatologias horárias e mensais (primeira e segunda linha das figuras 15, 16, 17) foram feitas a partir dos dados corrigidos e não corrigidos a fim de compará-los entre si, tendo os dados do INMET como referência. A temperatura é apresentada nos gráficos da primeira coluna e a pressão nos gráficos da segunda coluna. O resultado mais positivo para a temperatura do ar teve uma correção de 0,57°C referente à cidade de Palmeira dos Índios, cuja diferença antes era de aproximadamente 1 °C; para a mesma cidade, o MSE foi corrigido de 2,47 °C para 1,5°C e de 109.15 hPa para 0.61 hPa de pressão, que teve correção média horária de 973 hPa para 983 hPa, e cuja pressão variou cerca de 2 hPa durante o dia.

Situação parecida ocorreu para a cidade de Pão de Açúcar, no entanto, a correção superestimou quase 1°C às 08h UTC da manhã, e subestimou os dados da estação em pouco mais de 0,5 °C às 17 h UTC da climatologia horária. Enquanto isso, a pressão do ERA5-L foi corrigida com aproximação média de 997 hPa para 1010 hPa, ficando com diferença média de menos de 1 hPa para os dados do INMET.

Em Maceió, figura 17, observa-se uma correção desprezível de temperatura, e de cerca de 0,5 hPa na pressão atmosférica, de uma diferença média total de 2 hPa. Esses resultados indicam que a orografia do modelo representa bem o ponto de altitude da estação de Maceió, com o $\Delta z = -3.7$ m, e que assimilação de dados é representativa nesse ponto; desse modo, a taxa de lapso não influi muita diferença na correção.

Apenas para os pontos de grade das estações de Coruripe e Arapiraca (Apêndice A) o modelo superestimou os dados reais, que tiveram variação de altitude baixa, entre 12 e 16 m. Por outro lado, em estações com os maiores Δz , portanto, maiores diferenças nos valores corrigidos, maior a tendência do modelo subestimar os dados reais das variáveis atmosféricas em questão.

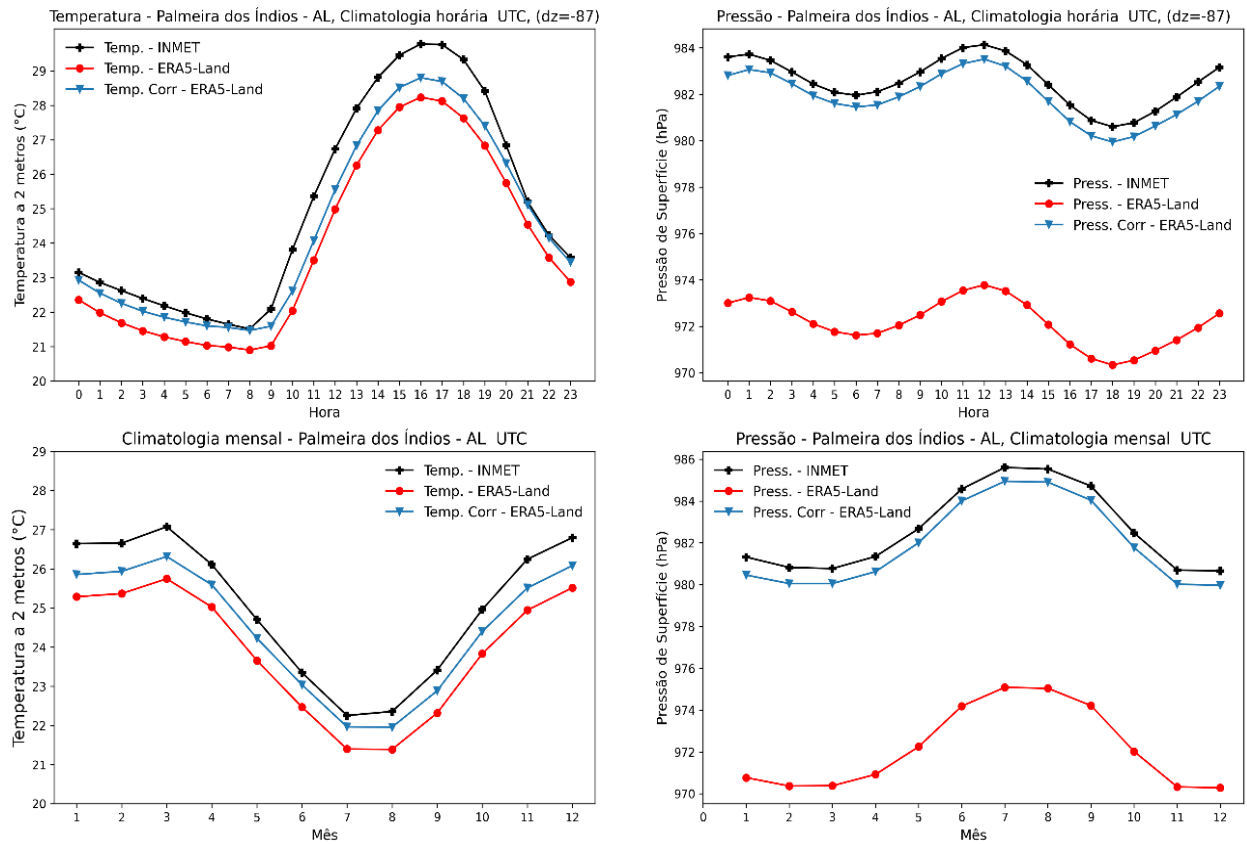


Figura 15 - Climatologias horárias (UTC) e mensais das correções de altitude para as variáveis temperatura (°) e pressão de superfície (hPa)- Palmeira dos Índios. Fonte: Autor, 2021

Figura 16 - Como na figura 15, mas para a estação de Pão de Açúcar. Fonte: Autor, 2021

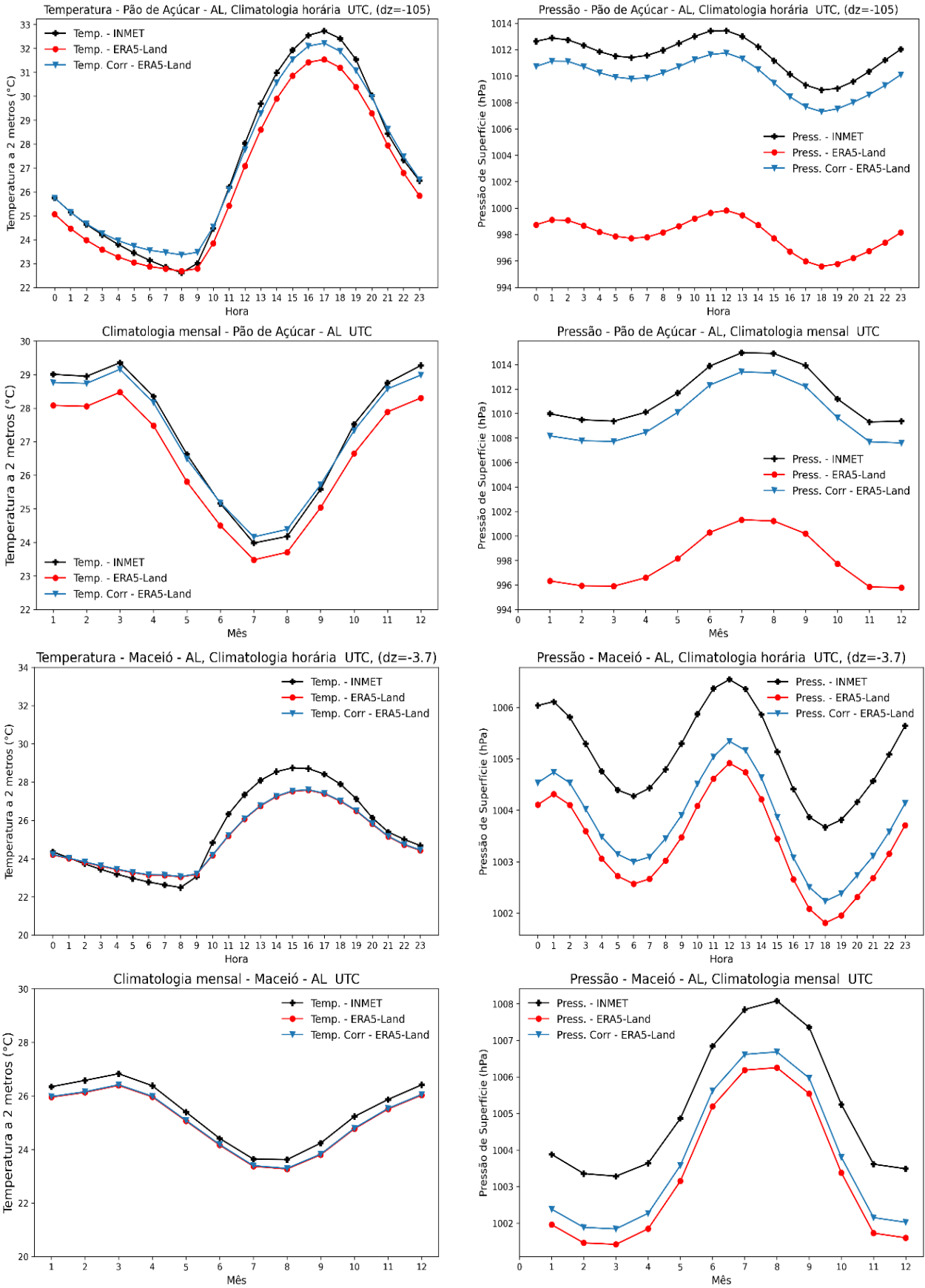


Figura 17 - Como na figura 15, mas para a estação de Maceió. Fonte: Autor, 2021.

5.2 Climatologias

O estado de Alagoas localiza-se no extremo leste do NEB, com uma latitude consideravelmente baixa. A climatologia nessa região torna-se complexa devido à interação de vários sistemas meteorológicos com diferentes frequências e intensidades, de modo que esses fenômenos não podem ser analisados e compreendidos de forma isolada (Costa, 2009; Ferreira, 2009)

Entre os mecanismos de grande escala que atuam no NEB, estão a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Zona de Convergência do Atlântico Sul, Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), El-Niño Oscilação Sul (ENOS) e Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Além desses, atuam mecanismos de mesoescala como Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) e DOL/POA e de microescala, como células convectivas e as circulações orográficas (Costa, 2009).

Todos esses sistemas associados entre si e com fatores locais influenciam nos padrões climatológicos observados nos resultados apresentados nessa seção. As figuras a seguir apresentam a normal climatológica em Alagoas, composta de dois períodos principais: estação seca e chuvosa. Em Alagoas, a estação seca ocorre de setembro a fevereiro (SONDJF), enquanto o período chuvoso se caracteriza de março a agosto (MAMJJA), apresentados nas figuras 21, 22 e 23.

As variáveis analisadas foram velocidade do vento (m/s), direção (°), temperatura (°C), umidade relativa (%), precipitação (mm) e pressão atmosférica (hPa) durante o período de agosto de 2008 a dezembro de 2019. As figuras 18, 19 e 20 mostram um clio diário bem marcado de temperatura, com oscilação média de 6°C entre manhã e final de tarde. As temperaturas mínimas geralmente ocorrem às 08 h UTC e a máxima às 17 h UTC, nos dados observados, começando a decair a partir das 18h. O ciclo de umidade se comporta de forma inversa, com umidade relativa variando de 70% a 80% na máxima da manhã, com decaimento substancial a partir das 09h UTC, e com mínima variando entre as 16h e 15h UTC.

Já o regime de chuvas varia bastante pelo dia; em cidades mais litorâneas como São Luís do Quitunde, Coruripe e Maceió as máximas pluviométricas na climatologia horária são percebidas em torno de 0.20 mm a 0.30 mm, enquanto que para as demais, mais distantes do mar, as máximas ocorrem pela noite, como

observa-se em Piranhas, a estação mais distante do mar que teve a máxima pluviométrica no horário mais tarde, às 21 h UTC, chegando quase a 0.11 mm (Ver apêndice).

Durante o período chuvoso (figuras 21, 22 e 23) é possível perceber um sobressalto de precipitação das estações de primavera e verão para outono e inverno, o que fica mais visível nas cidades litorâneas do estado de Alagoas, enquanto que nas demais essa mudança tende a ser mais homogênea.

Vale ressaltar que a variabilidade anual da distribuição de chuva no NEB pode ser atribuída à anomalia de posição da ZCIT, que, assim como a ASAS, auxilia no processo de convergência do fluxo de umidade na costa do Nordeste durante a estação chuvosa, provindo do oceano atlântico. Outro sistema importante para o deslocamento de nuvens convectivas do oceano para o continente são os DOLs, que estão associados ao prolongamento de uma área de baixa pressão na atmosfera, caracterizado em médios níveis (Silva *et al*, 2011).

O padrão de vento é definido pela circulação de grande escala dos ventos alísios e pelo gradiente horizontal de pressão característico das brisas terrestres e marítimas (Lyra, 1997; Amarante, 2001). Dessa forma, alguns parâmetros termodinâmicos sobre o mar são transportados para o interior continental durante o dia (sistema de brisa marítima) intensificados pelos ventos alísios de leste, perpendicular à costa do NEB, como umidade e temperatura mais amena.

A velocidade do vento segue um padrão de maior intensidade na segunda metade do dia, geralmente acompanhada de uma mudança na direção do vento. Como sugerido por Barreto *et al* (2002), o gradiente mais elevado de temperatura entre terra e mar intensifica a velocidade dos alísios ao entardecer, durante as brisas marítimas, como observado nos campos de velocidade. Nas climatologias sazonais (figuras 21, 22 e 23) observa-se que durante a primavera e o verão as velocidades são mais altas que durante o outono e inverno. Durante o dia, horário que ocorre as brisas terrestres, vento oposto aos alísios, a velocidade do vento costuma ser mais baixa. Para Rocha e Lyra (2000), durante o verão as brisas são mais intensas devido a maior incidência solar e consequente disponibilidade de energia em forma de calor sensível sobre a maior parte da América do Sul tropical, enquanto que durante o inverno são atenuadas e, com isso, há maior variabilidade na direção do vento. Esse

fator acelera o campo dos alísios, que somado ao distanciamento da ASAS com relação ao continente durante o verão, aumenta o gradiente térmico e de pressão na costa do NEB (Maia, 2016). É possível perceber que a velocidade do vento começa a desacelerar ao final do dia, por volta das 19h UTC, à medida que a temperatura começa a baixar sobre o continente o gradiente de pressão começa a se inverter, como resposta, dando início à brisa terrestre, que será detalhada na próxima seção.

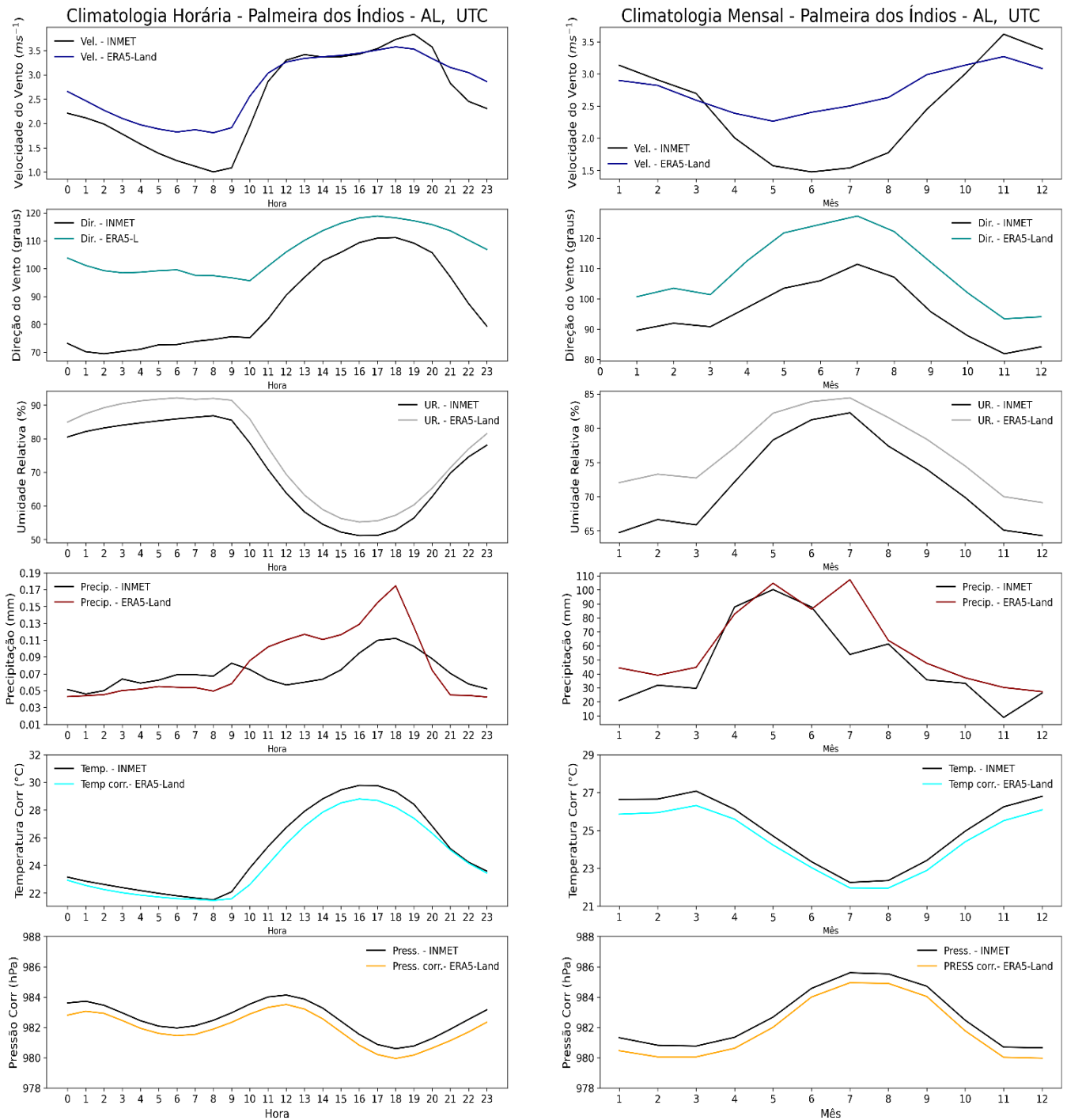


Figura 18 - Climatologia horária (esquerda) e mensal (direita) da estação Palmeira dos Índios segundo os dados do INMET e do ERA5L para as variáveis velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e pr precipitação (mm), temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3). Fonte: Autor, 2021

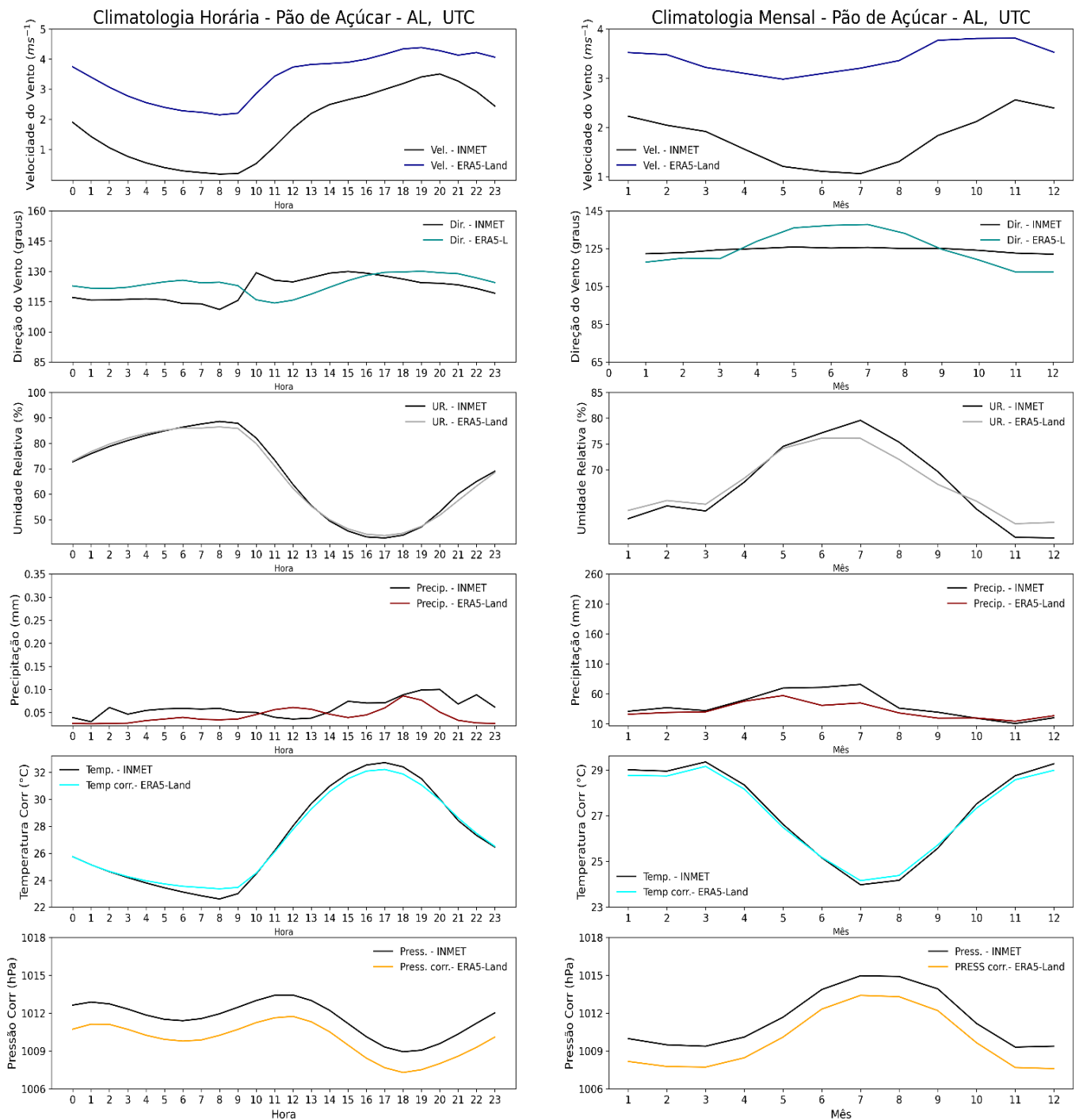


Figura 19 - Como a figura 18, mas para a estação Pão de Açúcar. Fonte: Autor, 2021

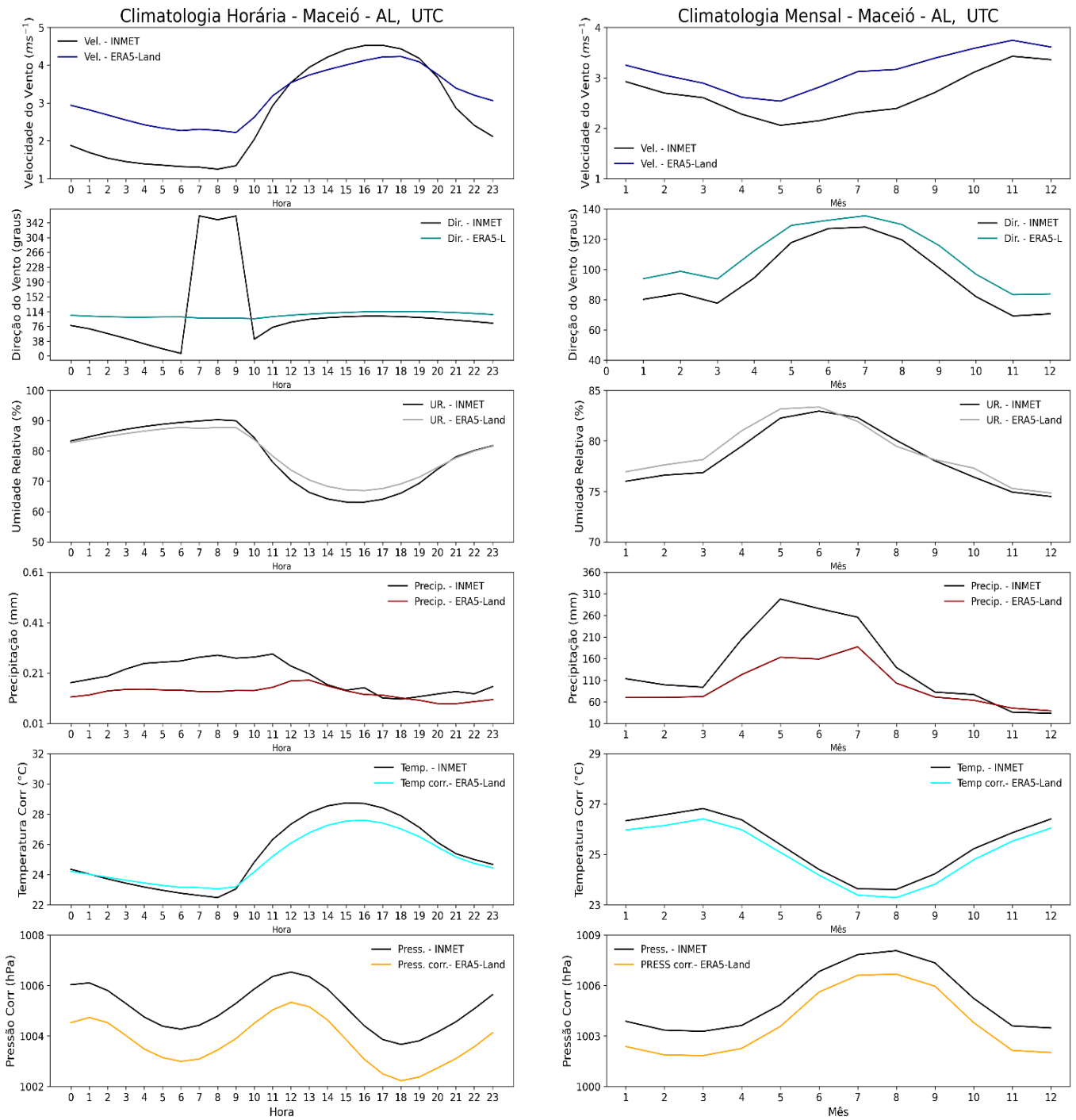


Figura 20 - Como na figura 18, mas para a estação Maceió. Fonte: Autor, 2021.

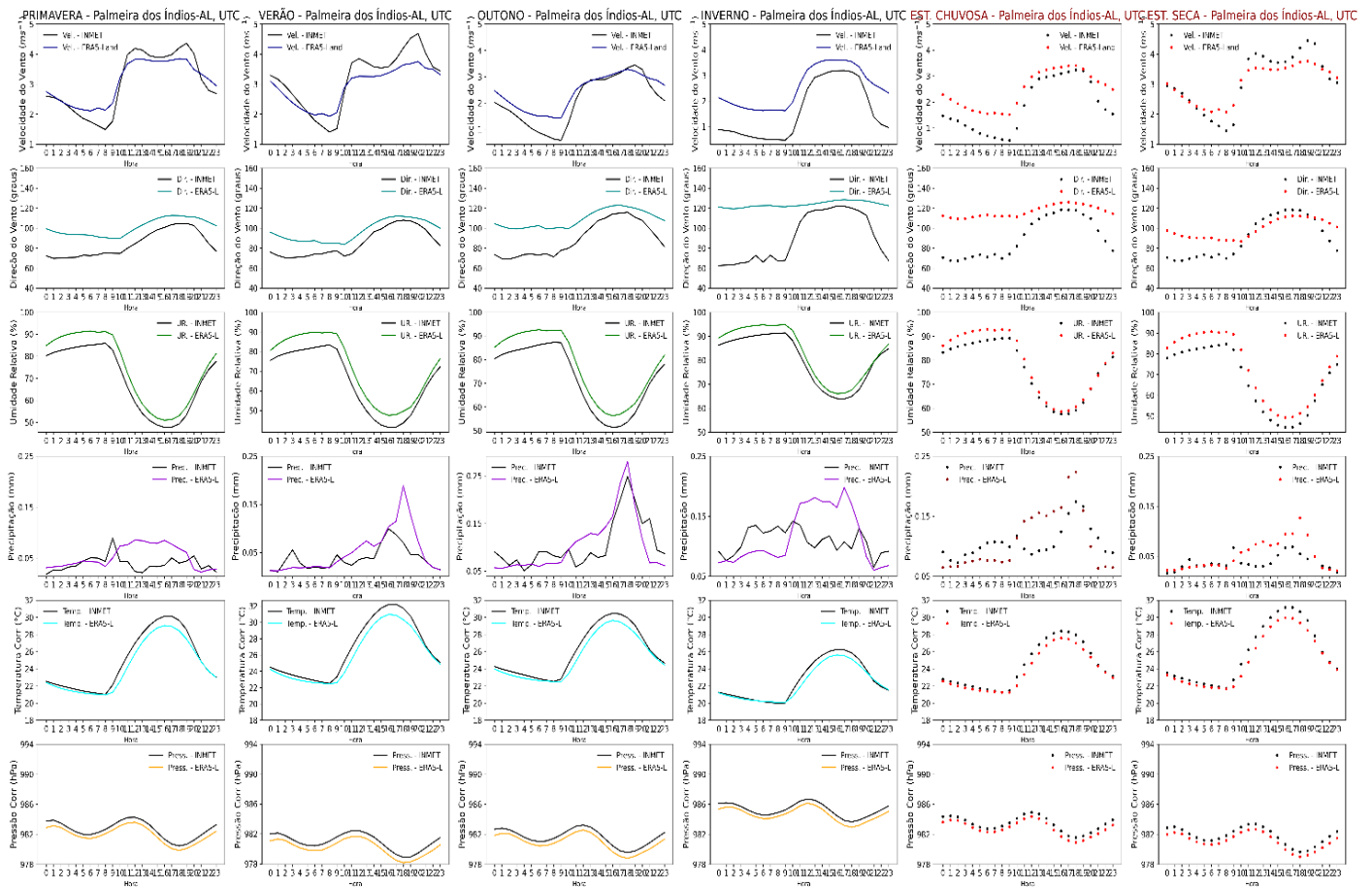


Figura 21 - Climatologia sazonal do ciclo horário (Primavera, Verão, Outono e Inverno) para a estação de Palmeira dos Índios, das variáveis: velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura (°C) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3). Fonte: Autor, 2021

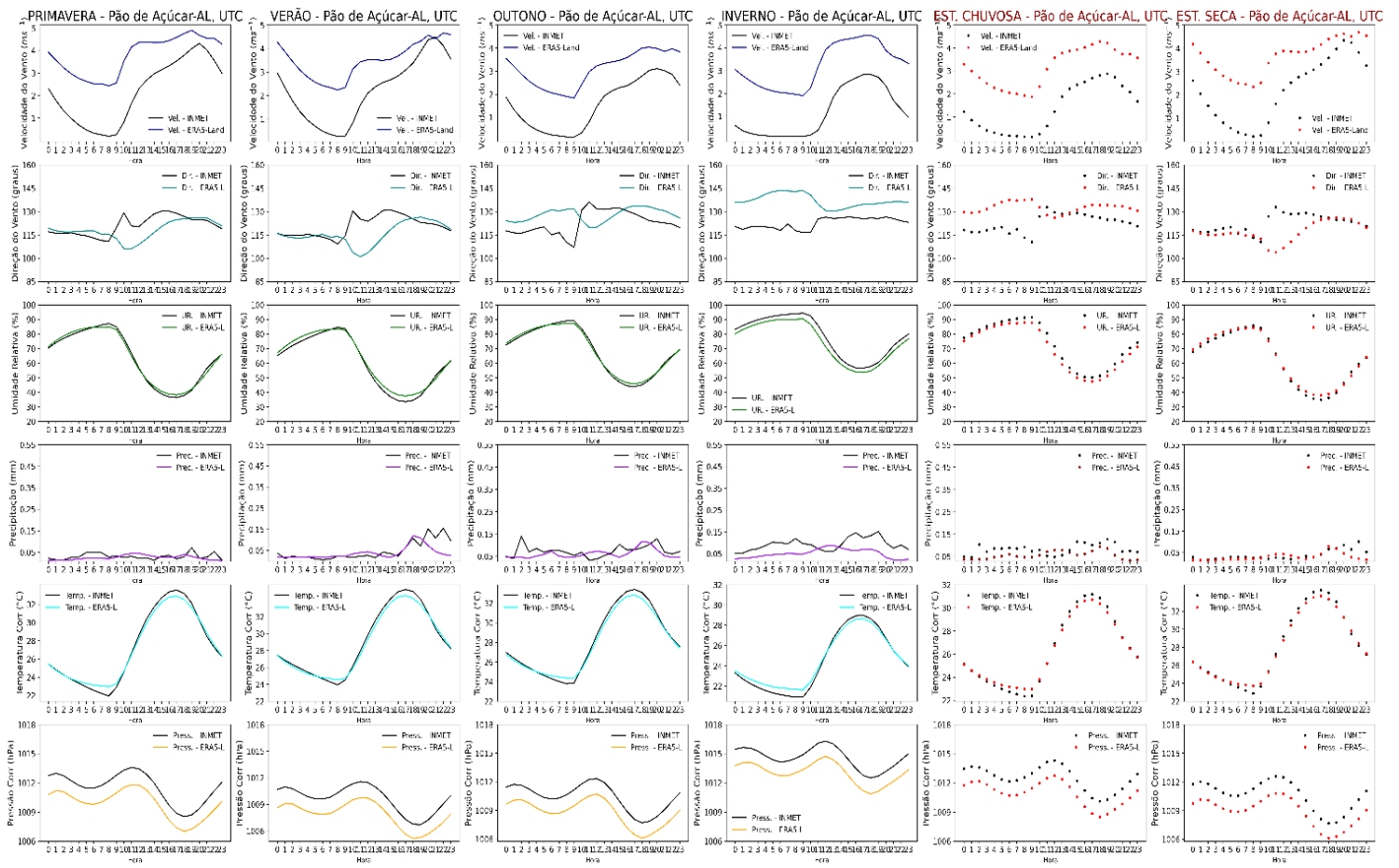


Figura 22 - Como na figura 21, mas para a estação de Pão de Açúcar. Fonte: Autor, 2021.

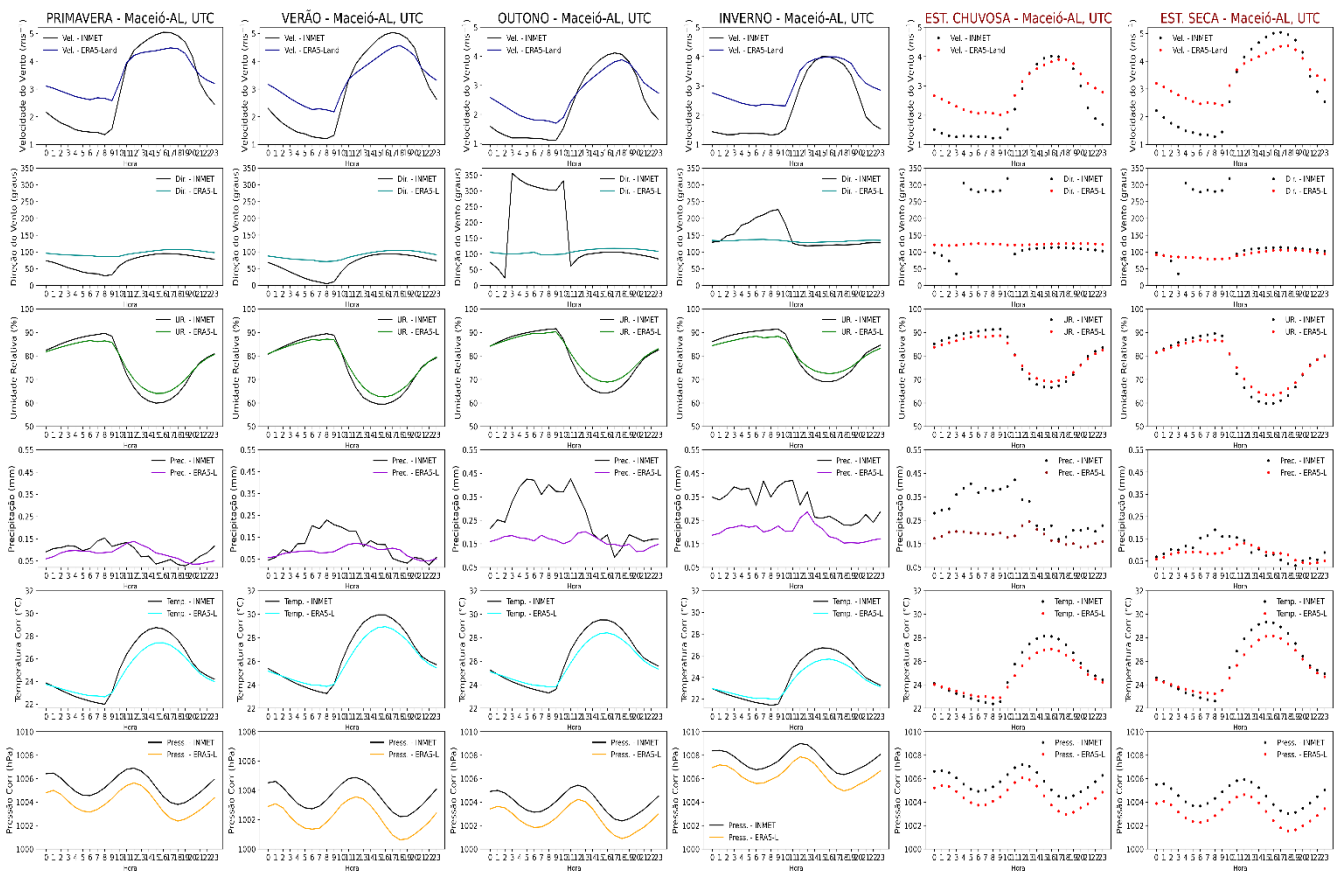
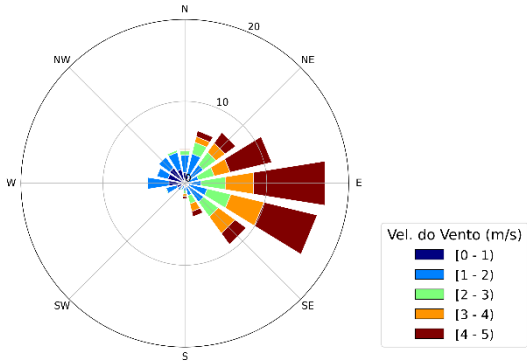


Figura 23 - Como na figura 21, mas para a estação de Maceió. Fonte: Autor, 2021

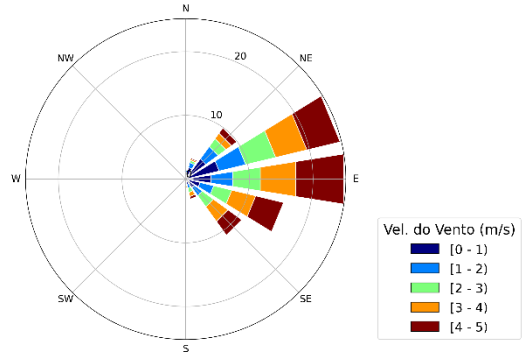
As figuras 24 e 25 apresentam as rosas dos ventos com a frequência de direção predominante dos ventos para as 7 estações do INMET em Alagoas, com a diferença de que a primeira mostra a direção escalar e a segunda a direção vetorial. Por convenção meteorológica Grange (2014), como explicado na seção 4.4, iremos considerar essa última.

A figura 25 ilustra que as cidades mais próximas ao mar, Maceió, Coruripe e São Luís do Quitunde, têm um campo de vento mais divergente durante o dia, comparado às demais, o que pode ser influenciado pela sobreposição de sistemas atuantes no NEB. Enquanto isso, observa-se a predominância de ventos opostos nas demais cidades, o que sugere que seja uma resposta das brisas, que, curiosamente, atuam com maior frequência conforme o distanciamento da costa, apresentado na seção 6.3.

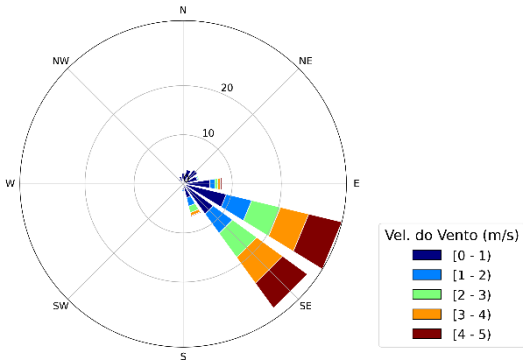
Vento a 10m, INMET / Maceió-AL



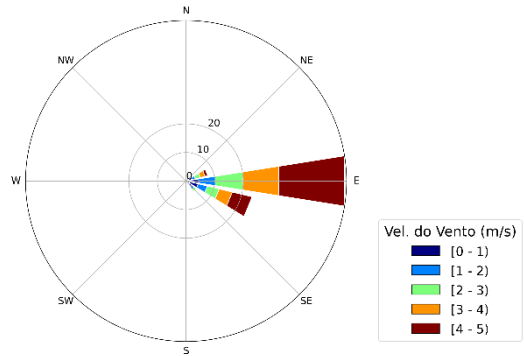
Vento a 10m, INMET / P. Índios-AL



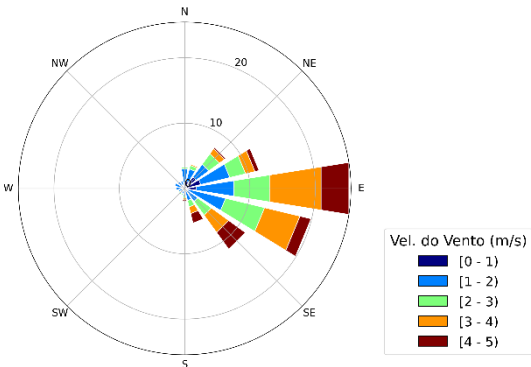
Vento a 10m, INMET / P. Açúcar-AL



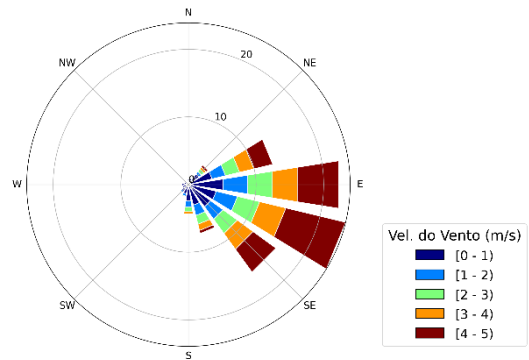
Vento a 10m, INMET / Piranhas-AL



Vento a 10m- INMET/ Coruripe-AL



Vento a 10m, INMET / Arapiraca-AL



Vento a 10m, INMET / SLQ-AL

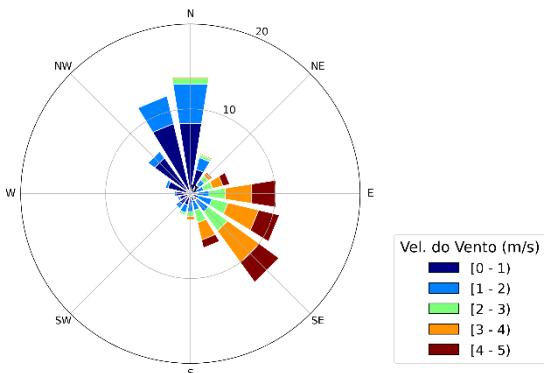


Figura 24 - Rosa dos Ventos- Campo escalar, para 7 estações do INMET, AL. Fonte: Autor, 2021

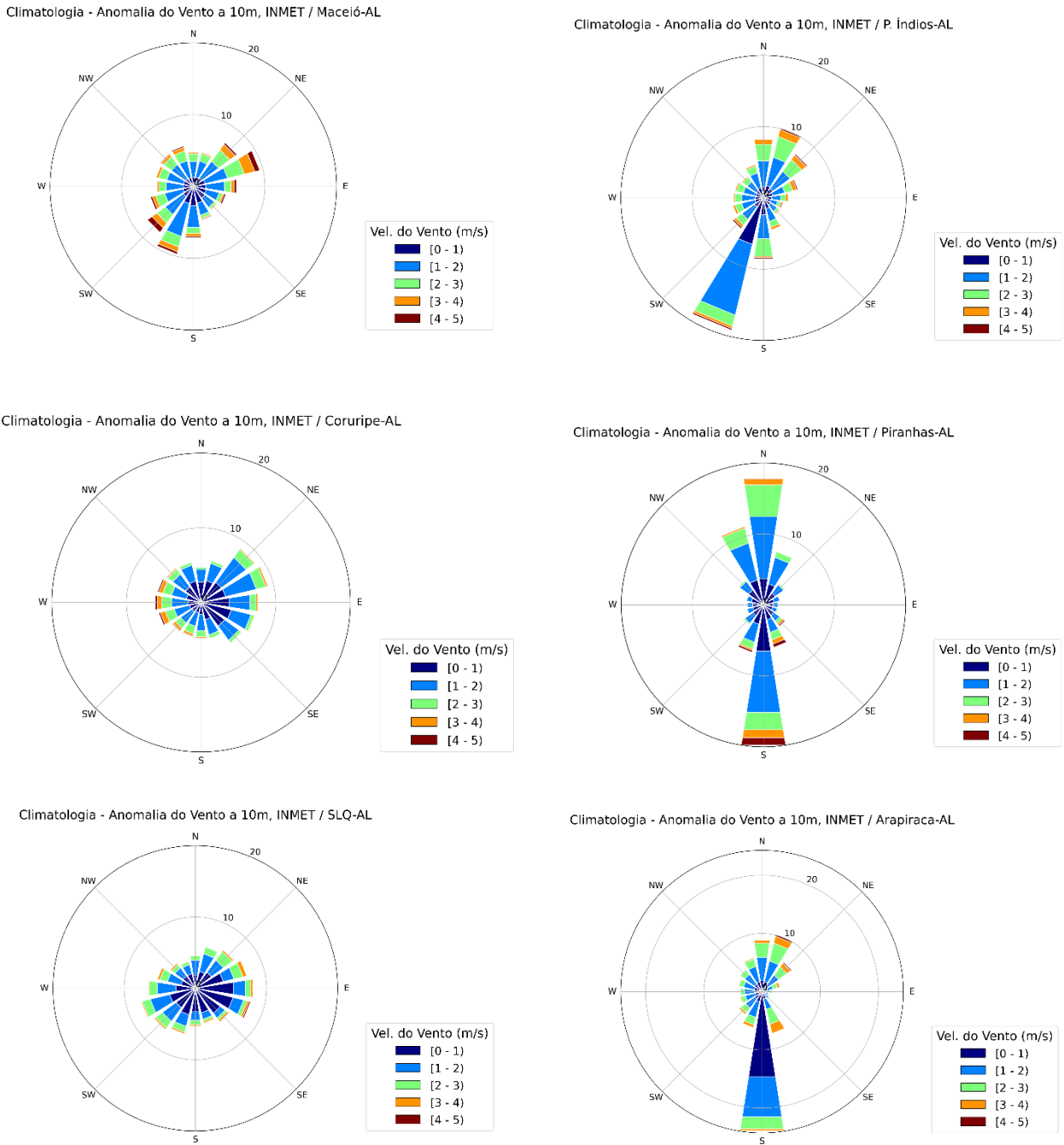


Figura 25 - Rosa dos Ventos- Campo vetorial, para 7 estações do INMET, AL.

5.3 Detecção e Climatologia de Brisas

Foram detectados 450 dias com brisas (média para as 7 estações) no período de estudo, com máximo desenvolvimento das frentes iniciando às 17h UTC, e predominância de 28% dos casos nos meses de março e abril. A sazonalidade das brisas teve grande variação entre as estações de verão e inverno, com 28,33 % e 21,42 % dos eventos, respectivamente. Durante a estação da primavera foram observados 21,25% dos casos totais, e 29% durante o outono. Assim, considera-se que a temporada de brisas ocorre no verão-outono.

Observou-se que quanto mais próximo à costa, mais cedo inicia a formação da FBM (Frente da Brisa Marítima), e que a brisa marítima tem um potencial significativo de baixar a temperatura e aumentar a umidade relativa local durante a tarde, como visto a seguir.

5.3.1 Frequência total de Brisas do Mar em Alagoas

Nesta seção são apresentadas as frequências horárias (Figura 26), mensais (Figura 27) e totais (Figura 28) dos casos de brisas detectados pelo programa de identificação nas 7 estações do INMET. Os resultados foram organizados graficamente por ordem de proximidade das estações com a linha costeira. A distância do mar (km) é vista na figura 26, e segue a seguinte ordem: Maceió, São Luís do Quitunde, Coruripe, Arapiraca, Palmeira dos Índios, Pão de Açúcar e Piranhas.

Uma maior frequência de frontogênese foi observada nos resultados após a remoção do vento de escala sinótica. De acordo com Reible *et al* (1993), o vento onshore de grande escala gera frontogênese fraca devido à menor convergência na frente, o que sugere que a menor frequência de frente de brisas identificadas nas estações mais próximas ao litoral seja por estar sob maior influência dos ventos alísios, observado na figura 26.

Além disso, em um dia com condições de vento padrão offshore a frente da brisa tende a se formar mais cedo e perto da costa, pois há convergência imediata das duas massas de ar com características termodinâmicas distintas (Keith, 2004).

Portanto, quanto mais distante do mar, maior a mistura dos parâmetros que caracterizam a FBM e conseqüentemente se torna mais difícil identificar a frente.

Com base nisso, foi identificado uma relação entre distância do mar e início de brisa marítima. A figura 26 indica as frequências horárias totais de brisas para cada estação e suas respectivas distâncias do mar. É possível observar que quanto mais próximo ao mar, mais cedo a brisa se inicia. Cerca de 35% de 294 dos casos de brisas identificados na estação de Maceió têm início entre 14 h UTC e 16 h UTC, que fica a uma distância aproximada de 15,5 km da costa. Já na estação de São Luís do Quitunde, cerca de 20 km da linha do mar, mais de 50% de 329 dos casos ocorrem entre 15h UTC e 17 h UTC. A frequência de ocorrência diminui ligeiramente para a estação de Coruripe, que fica a aproximadamente 20 km da costa, com cerca de 55 % de 277 dos casos iniciando também entre 15h UTC e 17 h UTC. Em Arapiraca, 84 km do mar, a maior frequência ocorre às 18 h UTC em quase 30% dos 655 casos de brisas. A frequência fica bem distribuída na estação de Palmeira dos Índios, a 124,5 km do mar, entre as 16 h UTC e 21 h UTC, com máxima de quase 20% dos 660 casos às 20 h UTC. Em Pão de Açúcar e Piranhas, as máximas ocorrem às 20 h UTC e 21 h UTC, dos totais de 777 e 154 casos de brisas, respectivamente.

A influência da brisa marítima é vista no padrão de fluxo várias dezenas e até centenas de quilômetros adjacentes à costa. Na figura 26 vê-se a brisa atingir até 245 km na cidade de Piranhas, quando cai drasticamente a quantidade de casos. Porém, como a série de dados disponível pela estação do INMET tem pouco mais de 1/5 do período das demais estações (3 anos de dados), não dá para estimar a influência total da brisa nesse ponto ou seu prolongamento. Souza (2016) analisou o potencial de brisa no NNEB brasileiro pelo modelo WRF através dos dados de vento da reanálise do CFSR e imagens do canal visível do satélite GOES, para verificar as frentes das brisas, e observou que a brisa no litoral do NEB atua em direção ao continente por cerca de 200 km.

O estudo de Srinivas (2006) feito em área tropical sob diferentes condições de fluxo sinótico, numa latitude um pouco mais alta, na Índia, indicou a incidência da brisa espalhando-se de 60 a 150 km para o interior continental. Com o vento sinótico em terra, a partir de certa distância o progresso da brisa marítima não pode ser mais distinguido.

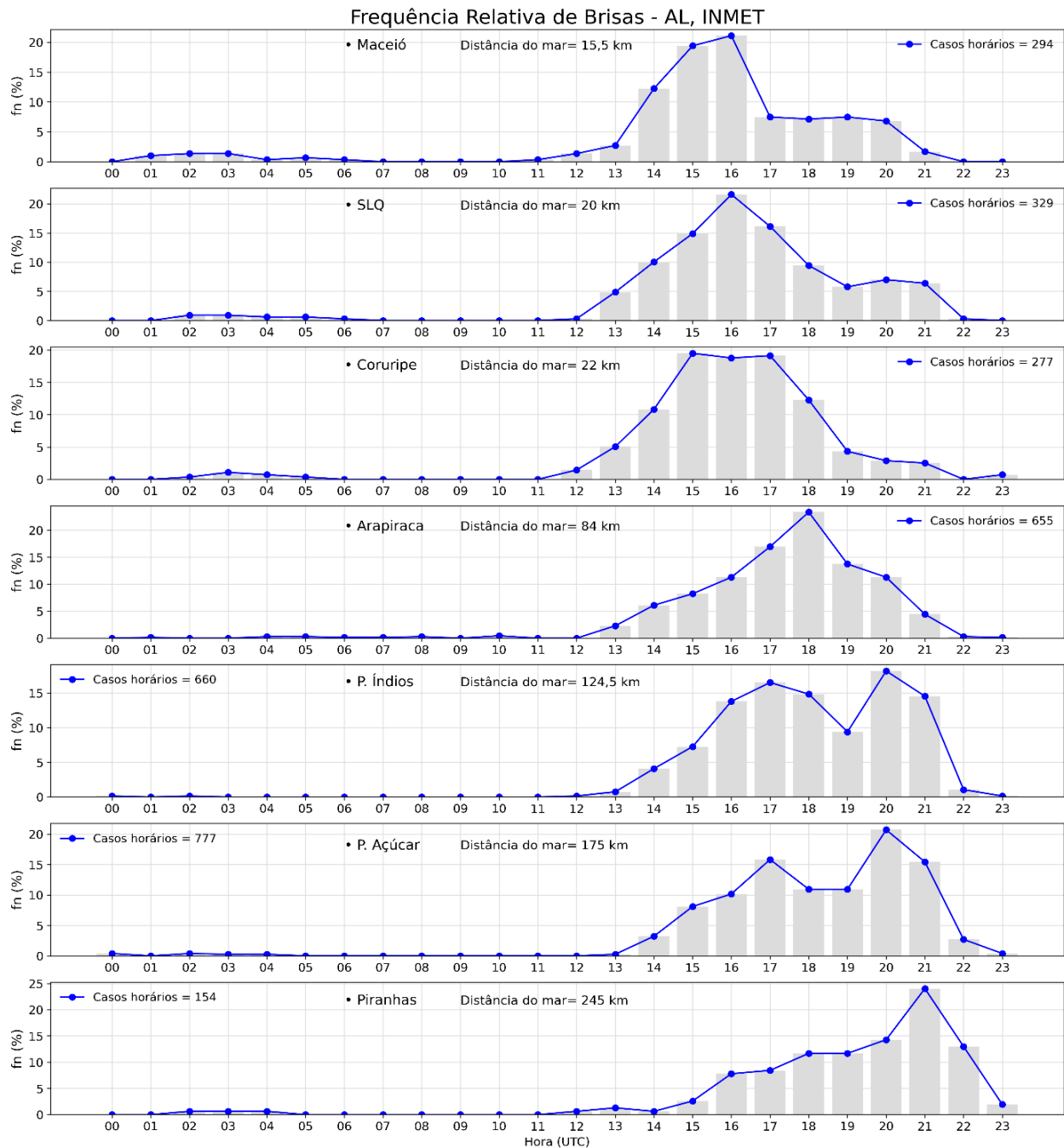


Figura 26 - Frequência Relativa Horária de Brisas nas estações do INMET (UTC), Alagoas. Fonte: Autor, 2021.

A figura 27 apresenta a frequência mensal total de Brisas para as 7 estações do INMET em Alagoas. É visto que para as 3 cidades mais próximas ao mar o índice de brisas não segue o esperado pela literatura, que é maior desenvolvimento de frentes durante o verão. Para Maceió e Coruripe, como observado, ocorre o contrário, maior número de brisas foram detectadas durante o período mais frio, a estação

chuvosa. Enquanto isso, em São Luís do Quitunde houve maior homogeneidade e um pico de 13% dos casos detectados no mês de maio, mês que faz parte da quadra chuvosa em Alagoas.

Em contrapartida, as demais cidades com distância superior a 80 km da costa, indicaram maior frequência de brisas durante os meses de verão, na estação seca.

A figura 28 mostra o panorama geral de frequência relativa de brisas, na qual é possível observar que o máximo desenvolvimento das frentes inicia às 17h UTC, 2 h local, em todo o estado, representando mais de 15% do total das detecções.

Outros horários com potencial de frontogênese são às 16, 18 e 20 h UTC na climatologia horária, com chance de 14% de formação para cada horário. Já as máximas mensais ocorrem nos meses de março e abril, que são fases de transição para o inverno, em Alagoas. Sugere-se que nesse período haja maior aquecimento diferencial entre terra e mar.

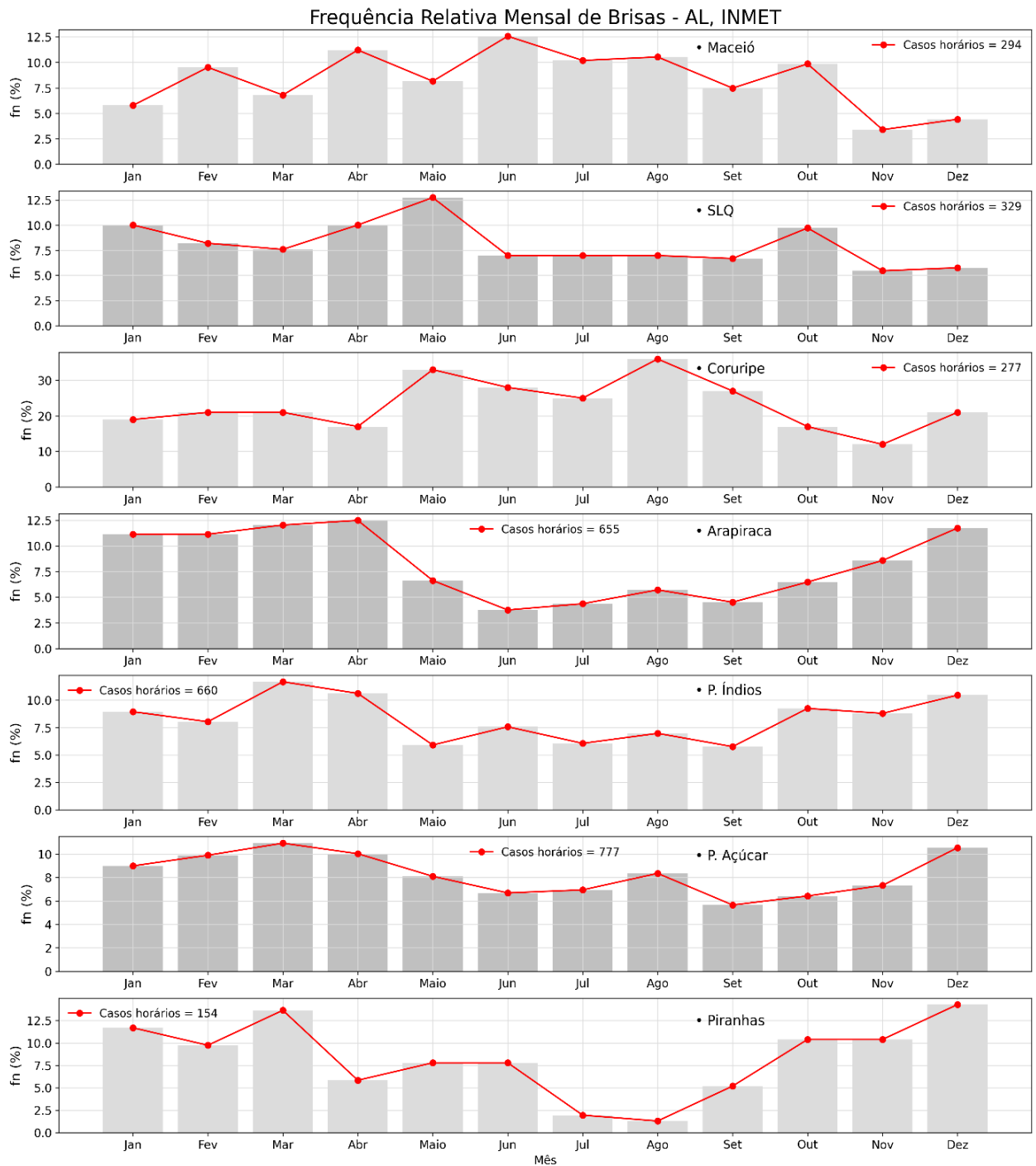


Figura 27- Frequência Relativa Mensal de Brisas nas estações do INMET, Alagoas. Fonte: Autor, 2021.

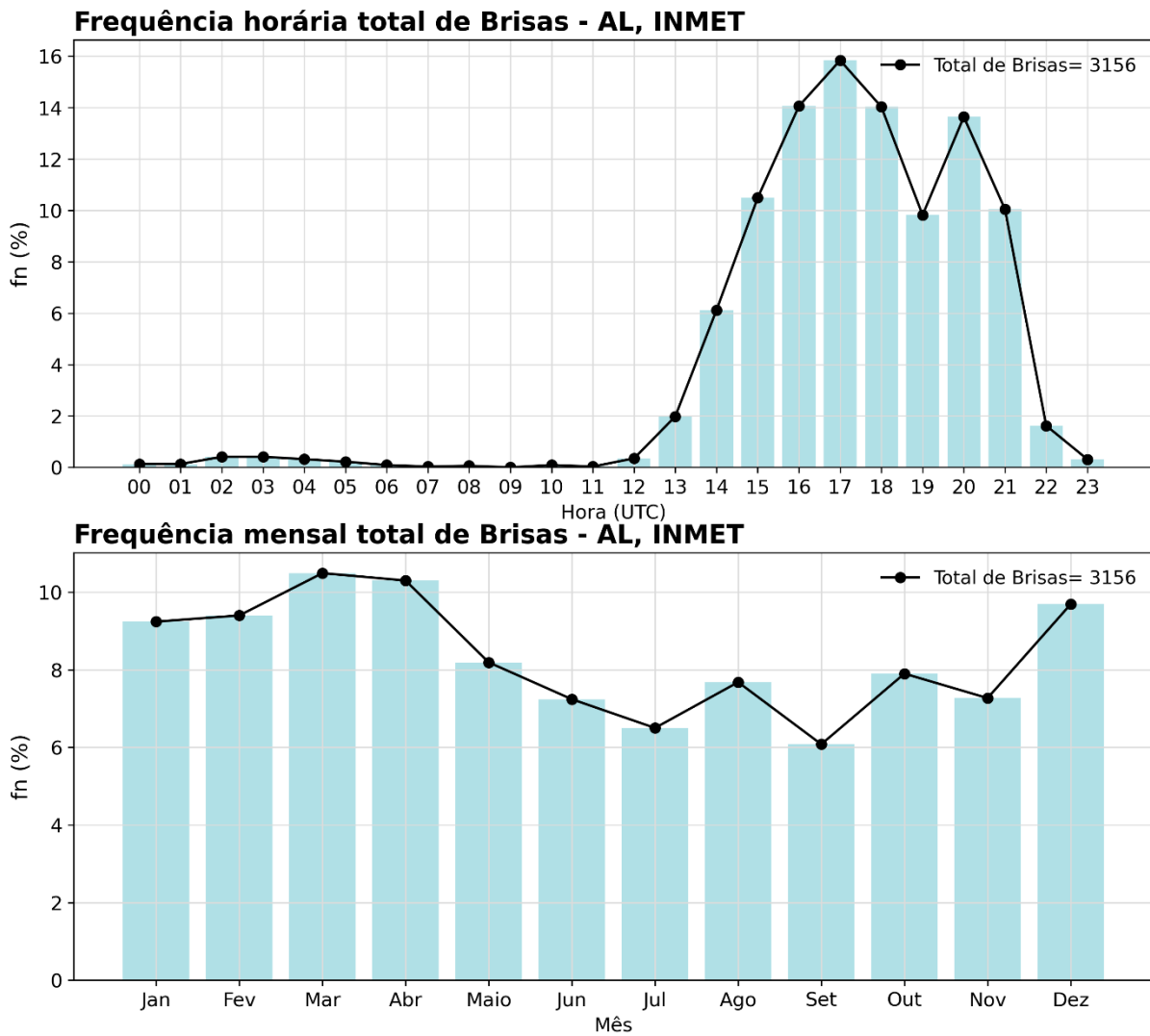


Figura 28 - Frequência Relativa Total de detecções horárias de Brisas nas estações do INMET, Alagoas. Fonte: Autor, 2021.

5.3.2 Análise climatológica

Como discutido anteriormente, os estudos da brisa do mar ocorrem em uma variedade de escalas que mostram como é complexo o equilíbrio dos fatores que afetam o desenvolvimento de uma frente, sobretudo pela influência de ventos predominantes que mascaram a detecção de frentes menos distintas.

Nesta seção de análise será examinada as características gerais da brisa do mar que atingem as estações in situ do INMET numa escala regional em Alagoas, e o tempo inicial médio do desenvolvimento no período de 11 anos.

Foi feita a anomalia apenas para o vento, a fim de suavizar a sobreposição do vento sinótico na detecção e investigar mais de perto o desenvolvimento das frentes. No entanto, os resultados ainda mostram um padrão muito similar ao do vento padrão, o que traz um grau de incerteza na estimativa limítrofe da frequência de brisas, devido ao seu caráter muito próximo ao das condições sinóticas.

Sabe-se que a formação da frente de brisa marítima se deve a um contraste de temperatura entre terra e mar. Durante o dia, o gradiente de pressão, que classifica a brisa como corrente de gravidade, conduz o ar mais denso sobre o mar para o menos denso sobre a terra à medida que a brisa penetra o interior continental, gerando uma área de convergência e ascensão vertical do ar na dianteira da brisa. Como uma célula, um fluxo de retorno é formado sobre o mar em níveis mais elevados e gera subsidência por trás da brisa. Esse aquecimento diferencial diurno em nível de superfície é uma das características observadas nos resultados.

Como as condições sinóticas se demonstram quase constantes na região, com mudança mais acentuada percebida na sazonalidade, foi possível fazer a climatologia de brisas. Outros estudos, de acordo com Keith (2004), apontam que condições sinóticas muito variáveis dão às brisas um caráter de imprevisibilidade. Além disso, regiões tropicais são mais favoráveis às brisas devido à maior incidência solar, convecção do ar sobre a terra, e o aquecimento tardio da água do mar.

As figuras 29, 30, 31, 32, 33, 34 e 35 mostram as climatologias do ciclo completo do vento (tanto da anomalia quanto do vento sem anomalia, para a direção

do vento) em comparação com a climatologia dos dias nos quais foram detectadas frentes de brisas.

De forma individual, na cidade de Palmeira dos Índios (figura 29) observa-se valores de velocidade, umidade relativa e pressão ligeiramente menores que os valores climatológicos, que indica que ao subtrair o vento padrão, subtrai-se suas características termodinâmicas e dinâmicas. A temperatura que estava ligeiramente acima da média climatológica começa a cair a partir das 17 h UTC. A direção do vento apresenta um fluxo quase constante na climatologia geral, variando em torno de 70° e 100°. Por outro lado, a climatologia da anomalia mostra uma oscilação substancial comparada à climatologia de brisas, quando esta se manteve quase constante das 21 h UTC até as 03 h UTC na direção N-NE, e teve algumas oscilações durante o dia.

Na estação de Pão de Açúcar (figura 30) o comportamento foi mais característico do que se espera de brisas, de forma que a direção do vento assumiu duas direções predominantemente opostas na climatologia diária, com uma mudança média de 180° de N-NW para S-SE (também observado nas rosas do vento da seção 6.3.6), que se distinguiu tanto do vento climatológico da anomalia quanto do vento padrão, sem anomalia. A partir das 15 h UTC houve um aumento gradual na velocidade do vento, atingindo o pico às 21 h UTC de aproximadamente 0.75 m/s acima do vento padrão (com base na anomalia, como descrito na metodologia); nesse mesmo horário observa-se uma queda sutil de temperatura que persiste até os horários da manhã, acompanhada de um aumento substancial na umidade relativa. Apenas a pressão atmosférica se manteve constante, o que sugere que quando a diferença de temperatura é maior, é maior a diferença de densidade na frente, conforme já analisado por Keith (2004).

Em Maceió (figura 31) observa-se que no horário típico de formação de brisa marítima, entre as 15 h e 17 h UTC houve um aumento de aproximadamente 10% na umidade relativa e uma diminuição de cerca de 2° C de temperatura nos mesmos horários. A pressão atmosférica do ciclo médio diário de brisas se mostrou superior à série climatológica padrão, e a direção do vento predominante de brisas foi de S-SW. A figura 36 mostra o comportamento diário e mensal das variáveis velocidade do vento (m/s), direção do vento (°), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura (°C) e pressão (hPa) para a mesma estação, de Maceió, através do mapa de calor. Nota-

se uma predominância de ventos de sudeste nos últimos meses do ano na direção do vento, e ventos de sudoeste nas primeiras horas do dia. Observa-se uma maior velocidade do vento a partir das 10 h UTC da manhã. Supõe-se que essa seja uma hora média de fim da brisa terrestre na região. Nesse mesmo horário as temperaturas começam a ficar mais elevadas, marcando bem o ciclo diurno de temperatura decorrente da rotação da terra, mudança observada também com uma diminuição da umidade relativa.

Uma mudança tênue é observada na umidade relativa e na temperatura às 17 h UTC, característica de brisa, na estação de Arapiraca (figura 32) seguido de uma alteração de cerca de 100° na direção do vento.

Em São Luís do Quitunde (figura 33), cidade costeira, a alteração simultânea dos parâmetros inicia mais cedo, por volta de 12 h UTC. É possível observar um aumento na umidade relativa com pico às 17 h em torno de 10%, uma queda na pressão atmosférica em torno de 0.30 hPa e quase 2°C na temperatura. Também é possível notar um vento médio quase constante das 15 h UTC às 23 h UTC em torno de 180 °.

A figura 34 representa o ciclo diário de brisa para a cidade de Coruripe, na qual observa-se o início de uma mudança significativa nas variáveis a partir das 09 h UTC. A velocidade do vento sobe de 1.3 m/s para 1.8 m/s dentro de duas horas. Sabe-se que a velocidade do vento aumenta conforme maior é o gradiente horizontal de pressão em nível de superfície, o que sugere a atuação de brisa.

Enquanto isso, em Piranhas (figura 35) as condições de brisa não distinguem tanto das condições do clima padrão, exceto que o vento apresenta uma característica de brisa e tem a intensidade aumentada no final da tarde.

De modo geral, o início da brisa marítima responde ao índice de radiação e ao horário de maior aquecimento, de modo que o tempo do diferencial de temperatura entre terra e mar e a distância entre esses dois últimos implica no prolongamento da atividade da brisa sobre o continente. Verificou-se que a intensidade do vento nos horários da manhã costuma ser mais baixa que durante os horários da tarde que indicam as brisas marítimas. Como sugere a literatura (Keith, 2004; Srinivas, 2006), isso ocorre quando o fluxo de brisa terrestre é oposto a um vento onshore, que

enfraquece a sua intensidade. Em cidades costeiras como Coruripe e São Luís do Quitunde, a média climatológica da intensidade do vento é inferior às demais estações nos horários da manhã, típicos de brisas terrestres. Já quando o fluxo sinótico é onshore nos horários da tarde, típico de brisas marítimas, a frente se torna menos distinta pois há menor convergência entre o ar terrestre e marítimo, que estão na mesma direção. Sendo assim, é mais difícil do programa de detecção registrar eventos de frontogênese.

Constata-se também que gradientes de temperatura, umidade e velocidades de propagação terrestre são maiores quando os ventos são offshore ao longo da costa, e menos fortes quando o vento padrão é onshore/paralelos, em dias de brisas marítimas, pois há maior convergência na frente e a brisa tende a se desenvolver mais cedo, pelo encontro precoce de duas massas de ar distintas. Nesses casos, geralmente o vento é mais fraco na superfície à frente da célula, devido à influência oposta da brisa marítima sobre o vento predominante. Por esse mesmo motivo, de acordo com Srinivas (2006), o diferencial térmico acentuado durante o verão promove o desenvolvimento de uma célula convectiva mais intensa, fazendo com que a brisa se forme mais cedo, e os ventos sinóticos de mar intensifiquem a convergência.

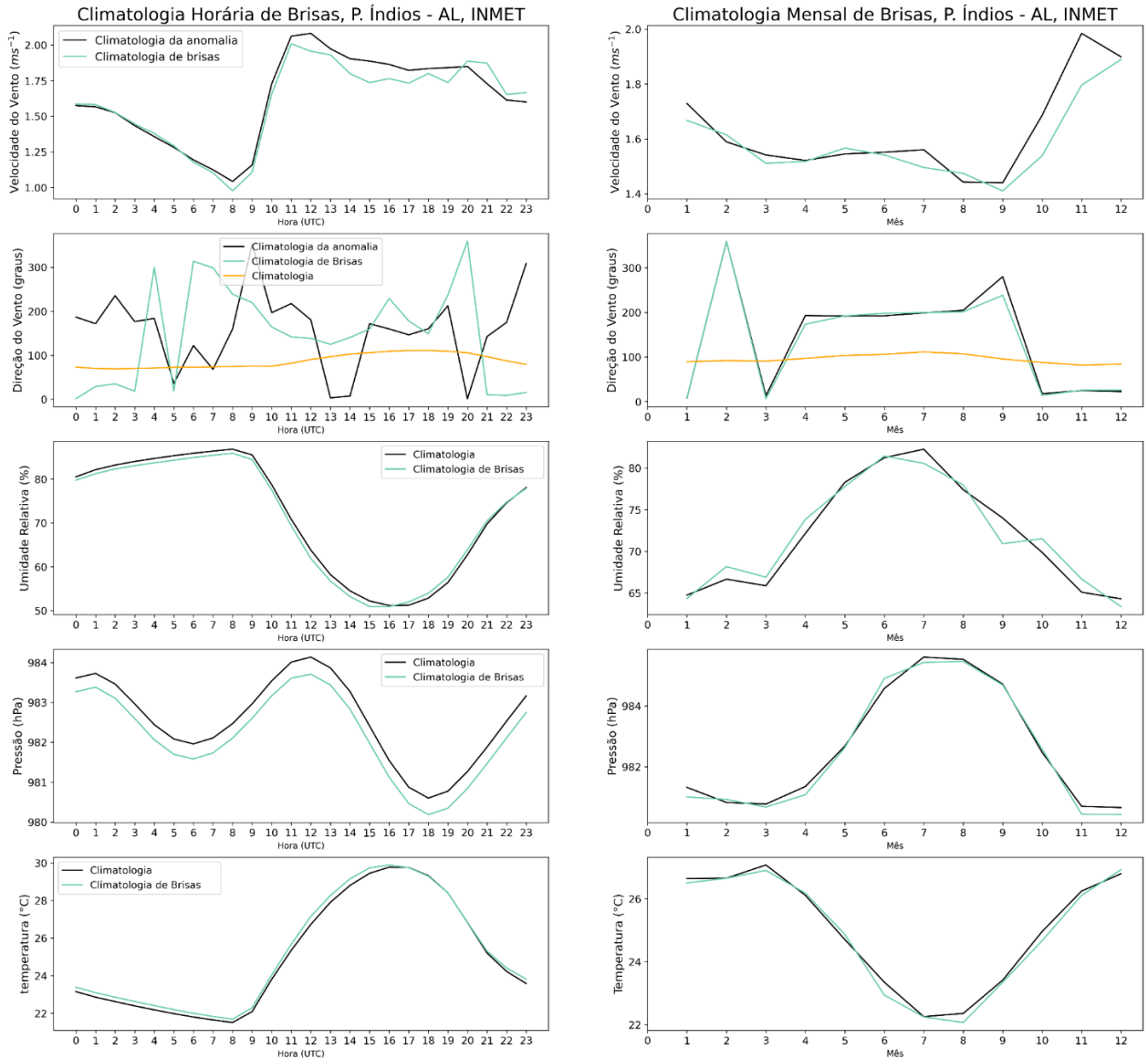


Figura 29- Climatologia do ciclo diurno e anual de Brises da estação de Palmeira dos Índios, para as variáveis: velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3). A linha amarela é a climatologia do vento médio, sem anomalia. Fonte: Autor, 2021.

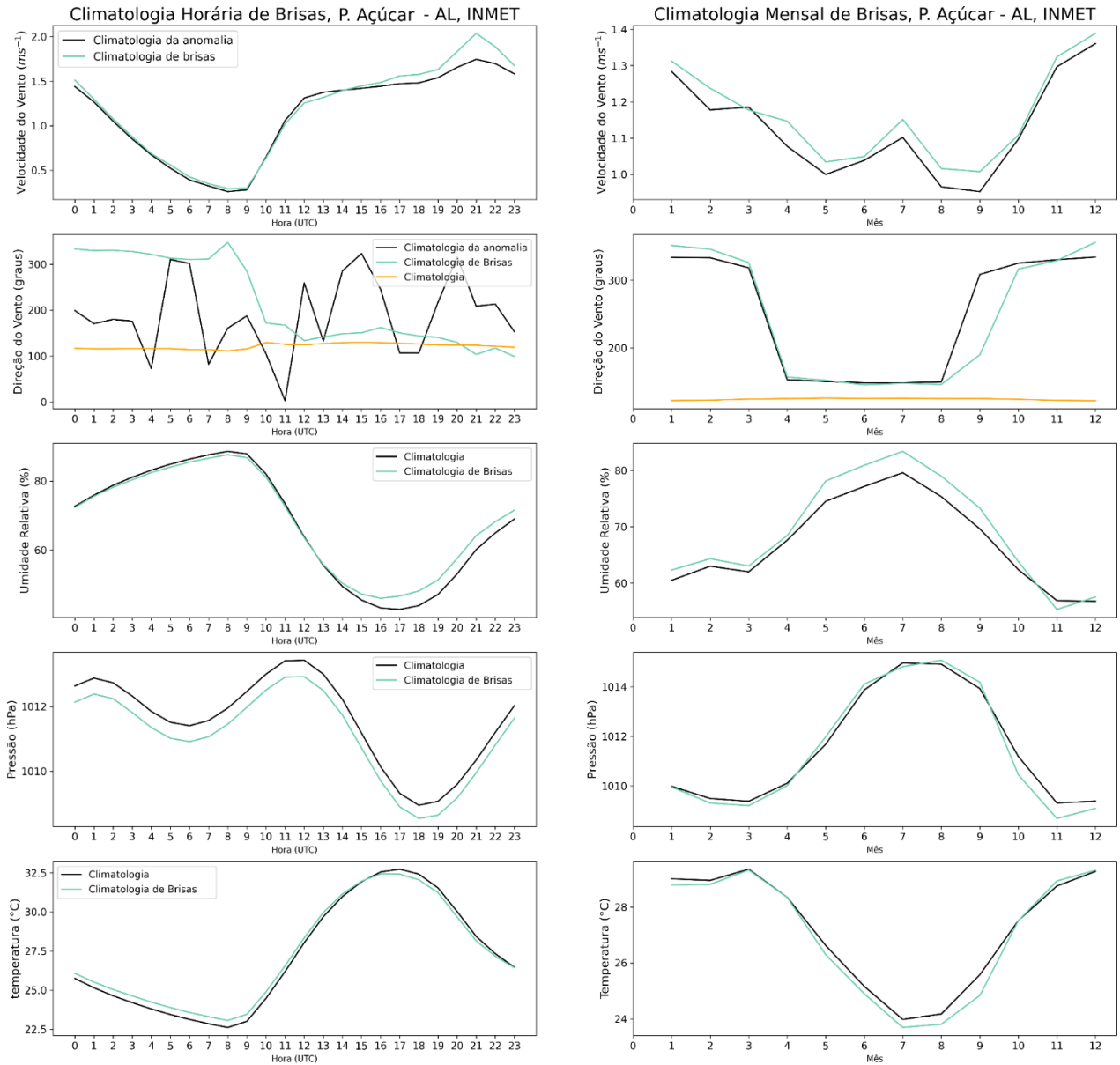


Figura 30 - Como na figura 30, mas para a estação de Pão de Açúcar. Fonte: Autor, 2021.

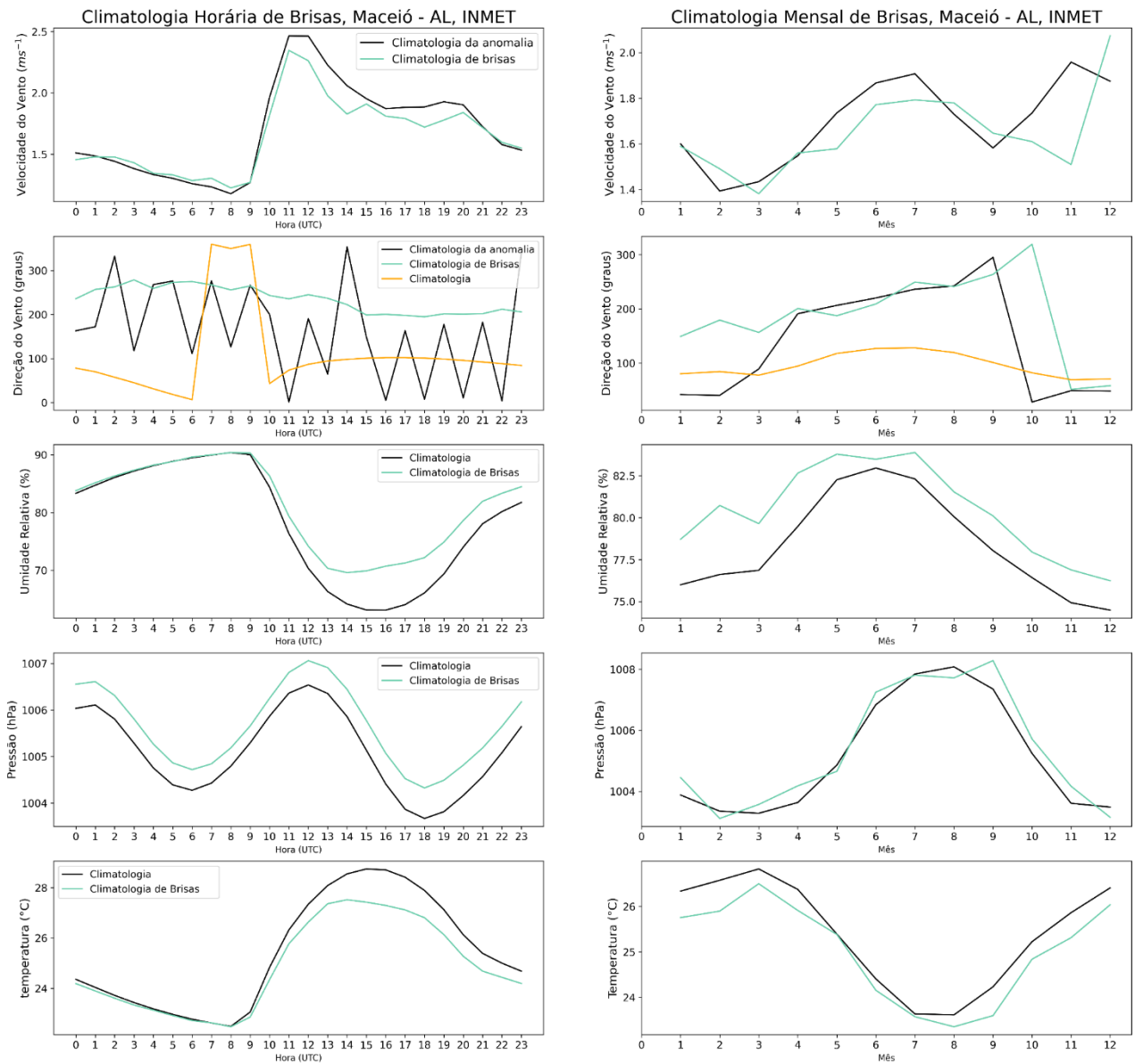


Figura 31 - - Como na figura 30, mas para a estação de Maceió. Fonte: Autor, 2021.

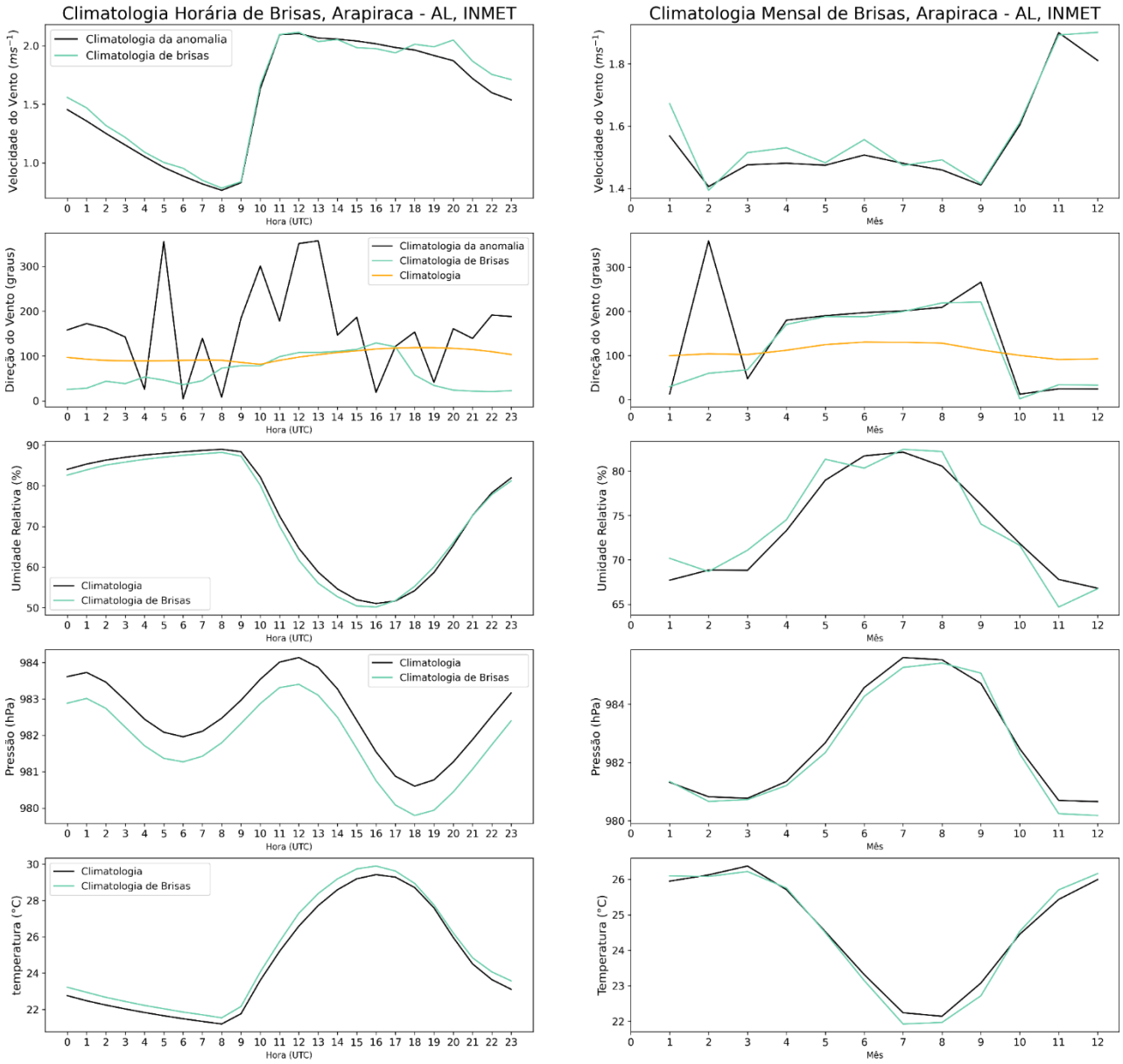


Figura 32 - Como na figura 30, mas para a estação de Arapiraca. Fonte: Autor, 2021.

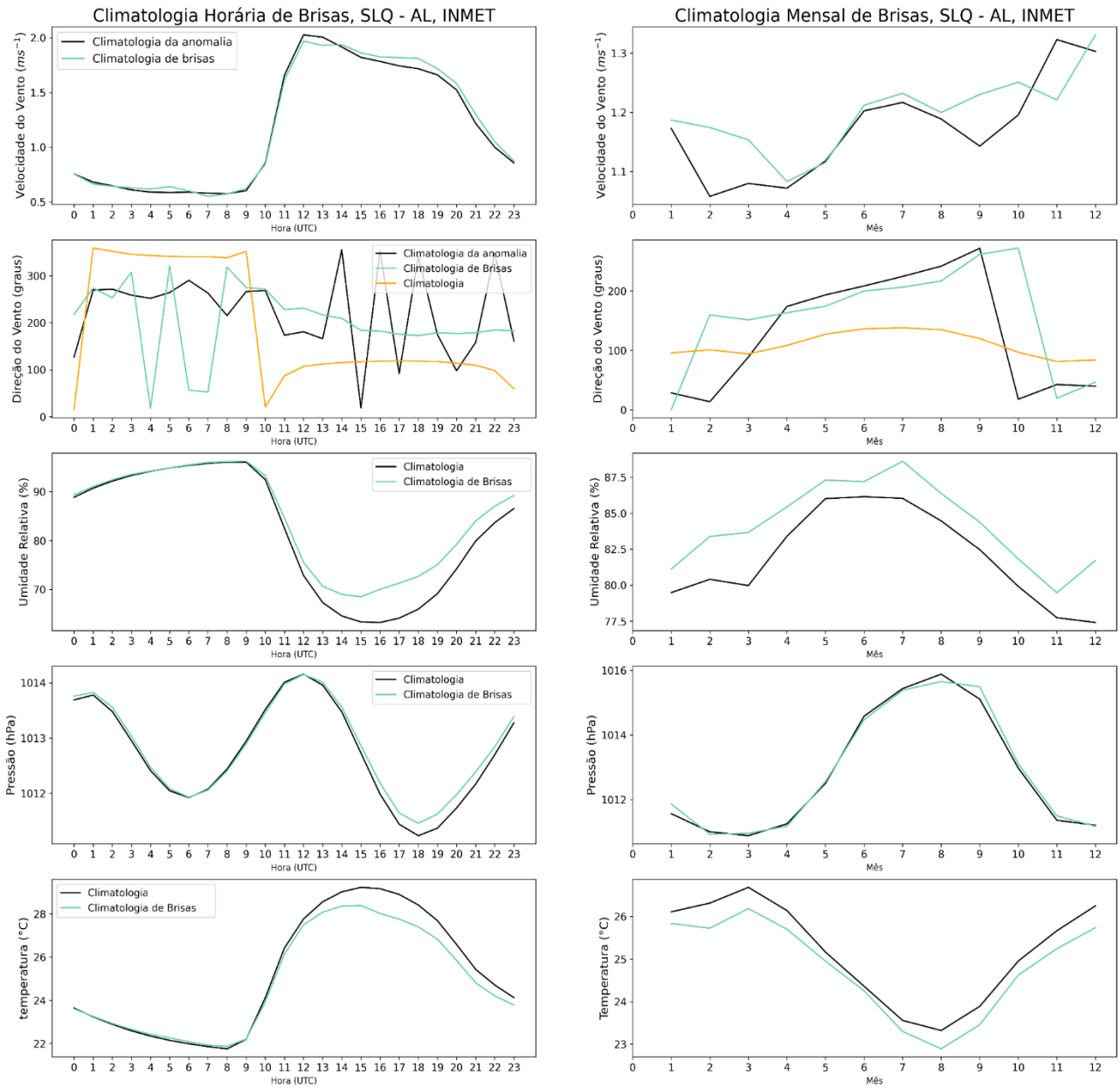


Figura 33 - Como na figura 30, mas para a estação de São Luís do Quitunde. Fonte: Autor, 2021.

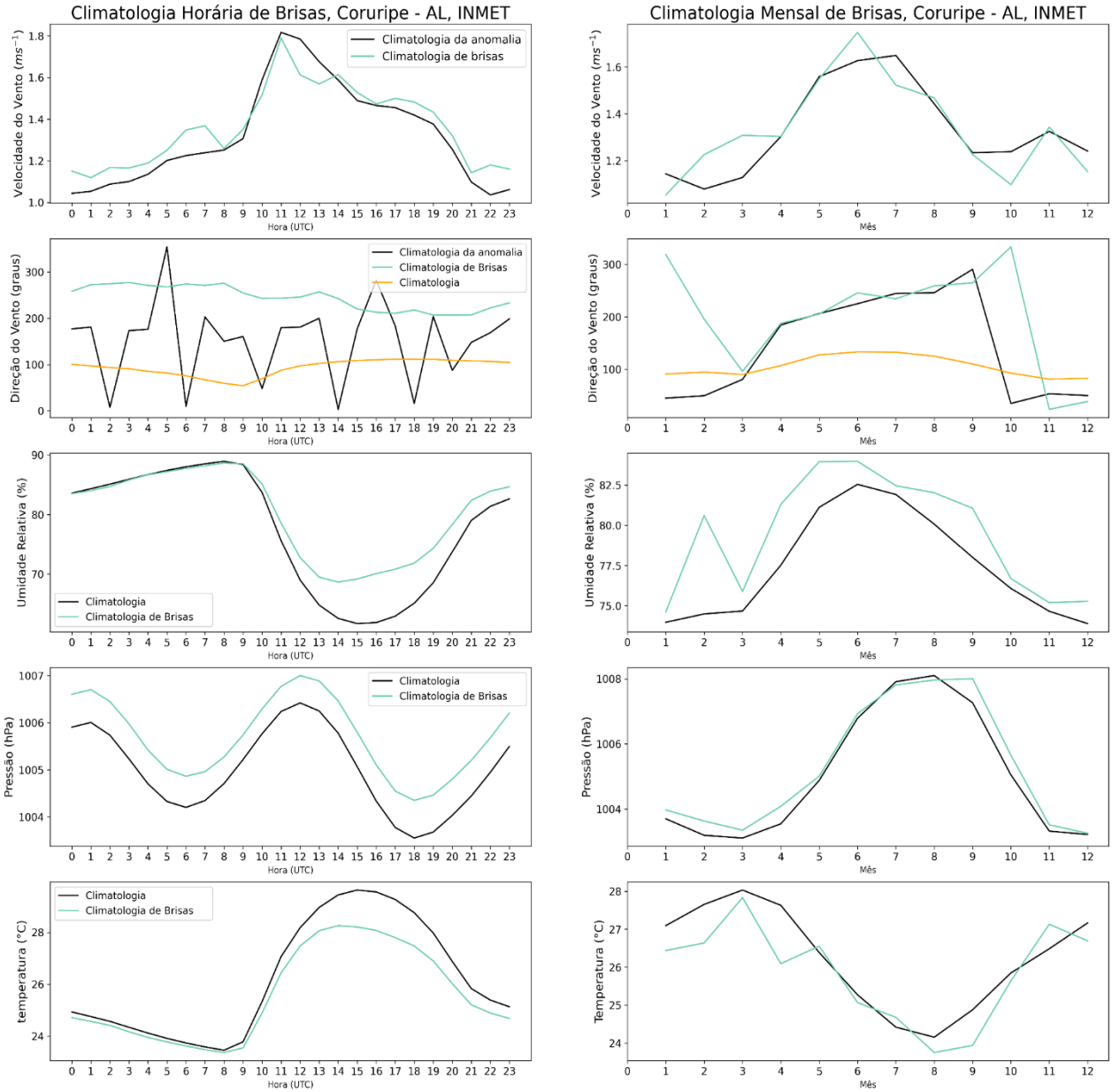


Figura 34 - Como na figura 30, mas para a estação de Coruripe. Fonte: Autor, 2021.

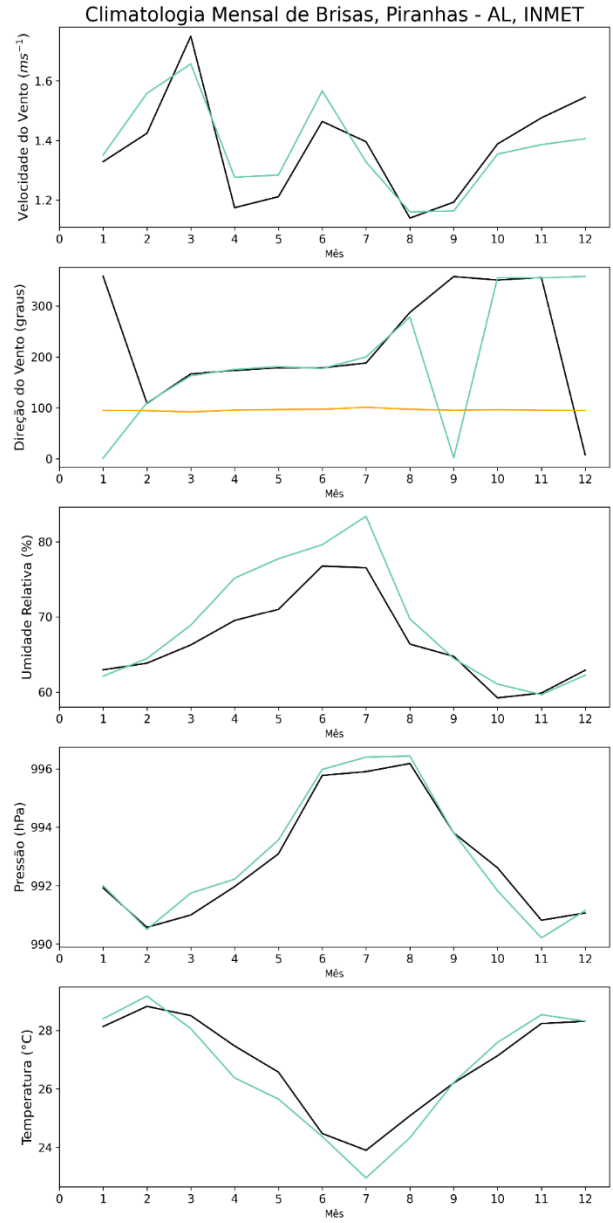
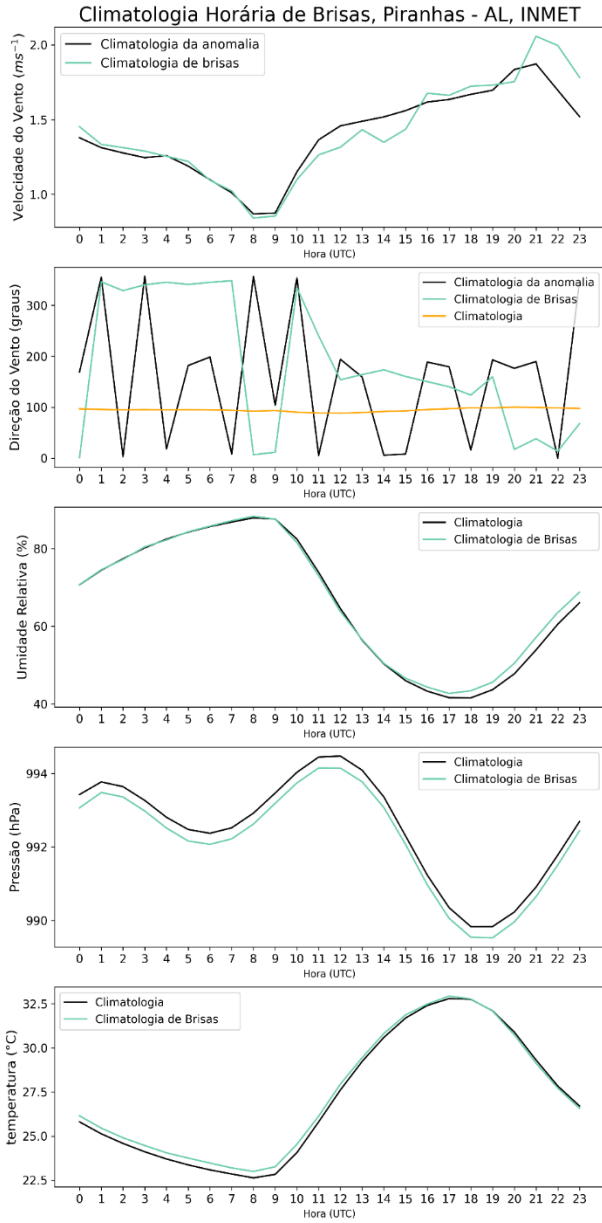


Figura 35 – Como na figura 30, mas para a estação de Piranhas. Fonte: Autor, 2021.

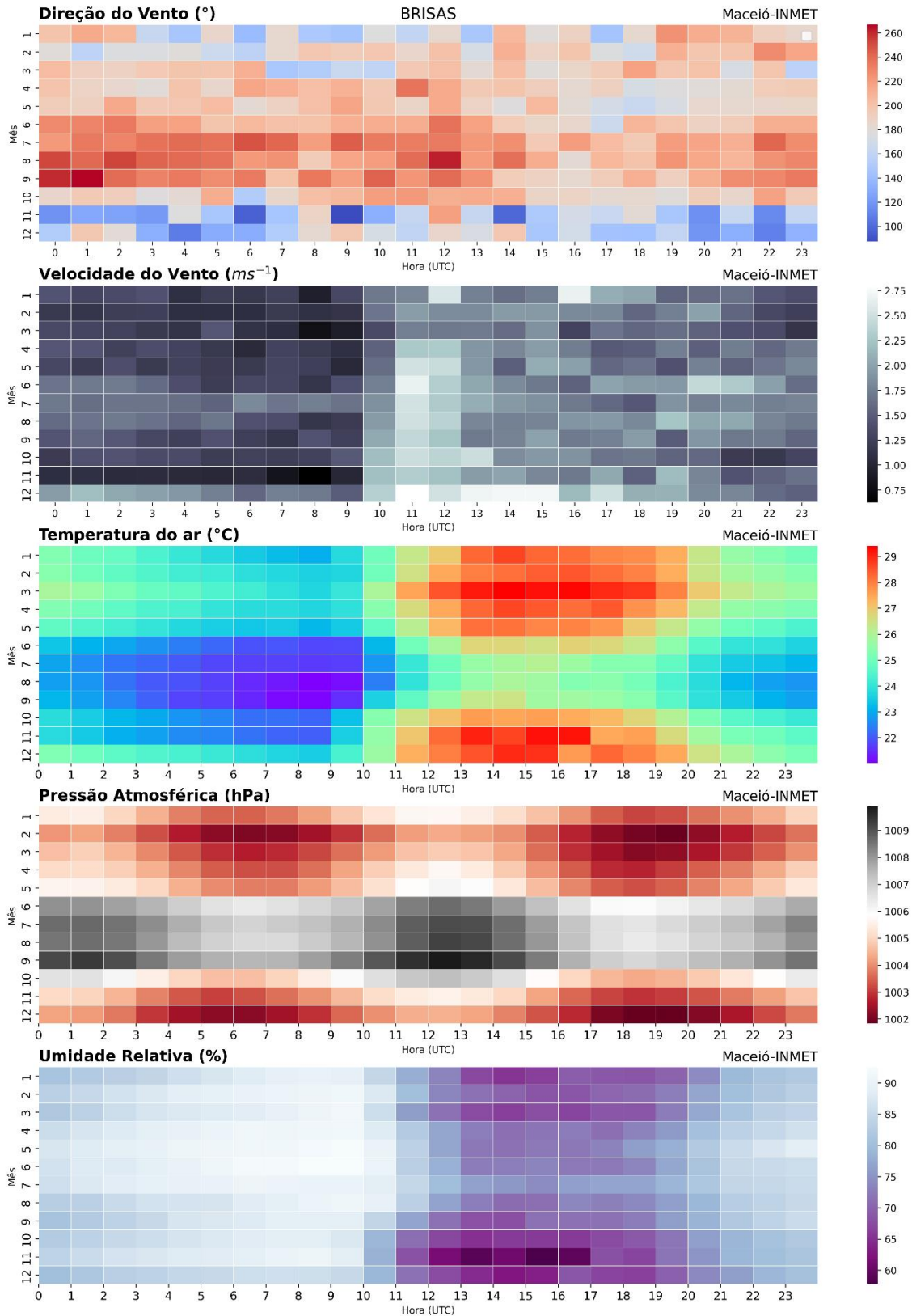


Figura 36-Ciclo horário e mensal de brisas através do mapa de calor (Heatmap, no inglês) para a estação de Maceió, das variáveis velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura (°C) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3). Fonte: Autor, 2022.

5.3.3 Estudo de caso

A figura 37 mostra as condições de um dos dias em que o programa detectou uma frente de brisa do mar para a cidade de São Luís do Quitunde às 18 h UTC, que são 15h local, para o dia 20 de fevereiro de 2018.

Observa-se uma clara formação de zona de convergência da brisa marítima na cidade de São Luís do Quitunde quando os ventos são de mar, mostrado no ciclo do dia sem a detecção da brisa (figura 37), cuja direção estava em torno de 90° (E), o que caracteriza como vento onshore, considerando que a orientação da costa é basicamente linear de SW-NE. O ciclo da brisa mostra uma mudança simultânea nas condições atmosféricas locais às 18h. Como visto anteriormente, quando o vento está na mesma direção da brisa, a convergência é mais fraca e a frente tende a se formar mais tarde do que quando há vento oposto predominante. Os gráficos mostram as características típicas de uma brisa marítima, cuja ênfase dá-se a uma diminuição de temperatura, aumento da umidade relativa e da velocidade.

Nesse sentido, a temperatura diminuiu cerca de 2°C, a umidade aumentou mais de 25% e a velocidade do ar se intensificou em quase 2 m/s. A mesma figura apresenta as condições atmosféricas para o dia seguinte, não registrado com mudança simultânea em todas as variáveis, embora haja um padrão muito parecido com o de dia com brisa. Isso sugere que a identificação de brisa requer uma análise minuciosa, pois pode estar mascarada nas condições padrões.

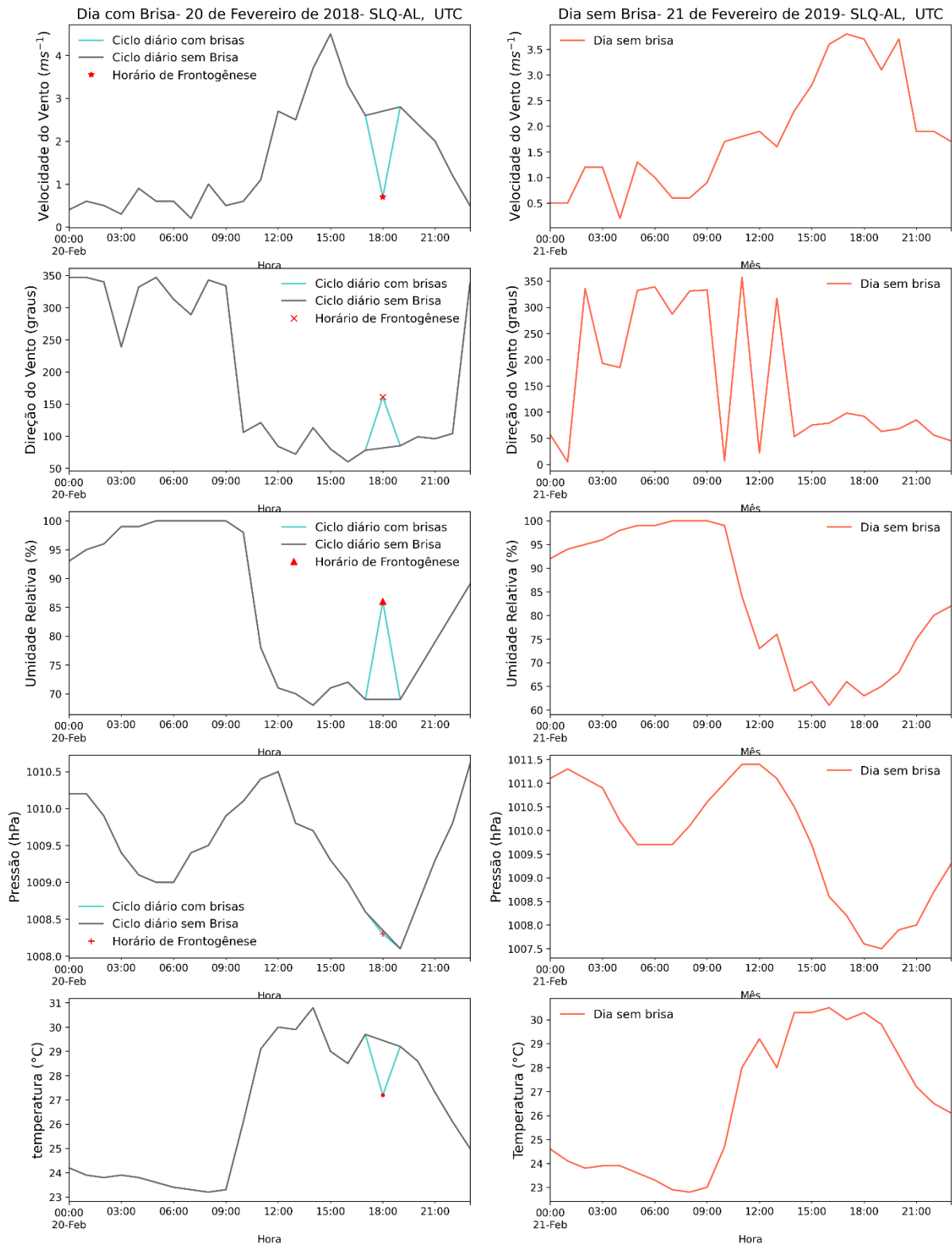


Figura 37-Estudo de Caso de Brisas, dia 20 de fevereiro de 2018, ciclo diário (UTC) das variáveis: velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura (°C) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3). Fonte: Autor, 2021.

5.3.4 Séries temporais

A distribuição das brisas marítimas ao longo do período de estudo é vista através das séries temporais nas figuras 38, 39 e 40 para as estações de Palmeira dos Índios, Pão de Açúcar e Maceió, nas quais é possível analisar a natureza dos dados e algumas falhas aparentes. As séries mostram uma grande lacuna de observações de julho a outubro em Piranhas, cuja escala temporal foi de 2017 a 2019, considerando a disponibilidade de observações desde a ativação da estação. Outra lacuna considerável é observada no fim de 2017 e início de 2018 na cidade de Arapiraca. Isso implica que a quantidade de brisas detectadas pode ter sido subestimada para essas cidades.

É visto uma distribuição homogênea de formação de brisas nas cidades de Palmeira dos Índios (figura 38) e Maceió (figura 40), enquanto que para Pão de Açúcar (figura 39) é possível estimar uma pequena quantidade de ocorrência de brisas durante o ano de 2012 em comparação à série completa. Em Coruripe (Ver apêndice) e Maceió as brisas foram detectadas quando houve um aumento considerável de umidade relativa, que reflete o transporte de umidade ao nível de superfície em decorrência do fluxo de ar do oceano em direção à terra, característico da brisa marítima. De modo sutil, também é possível perceber a relação entre a formação de brisas e a sazonalidade na série, que tem destaque nos meses de verão, podendo ser mais notável nos dados de Piranhas, na qual é possível ver velocidades mais elevadas no verão, devido ao maior gradiente térmico provocado pelas brisas. Para essa mesma cidade, as mudanças nos parâmetros correm predominantemente em torno dos 360° (N) e em torno de 180° (S).

Os gráficos das séries para um mesmo período de dados nas estações, exceto Piranhas, apresentam uma densidade maior de detecções de brisas para as cidades de Palmeira dos Índios, Pão de Açúcar e Arapiraca. Em contrapartida, Maceió, São Luís do Quitunde e Coruripe apresentaram menor densidade de casos de brisas no decorrer do período.

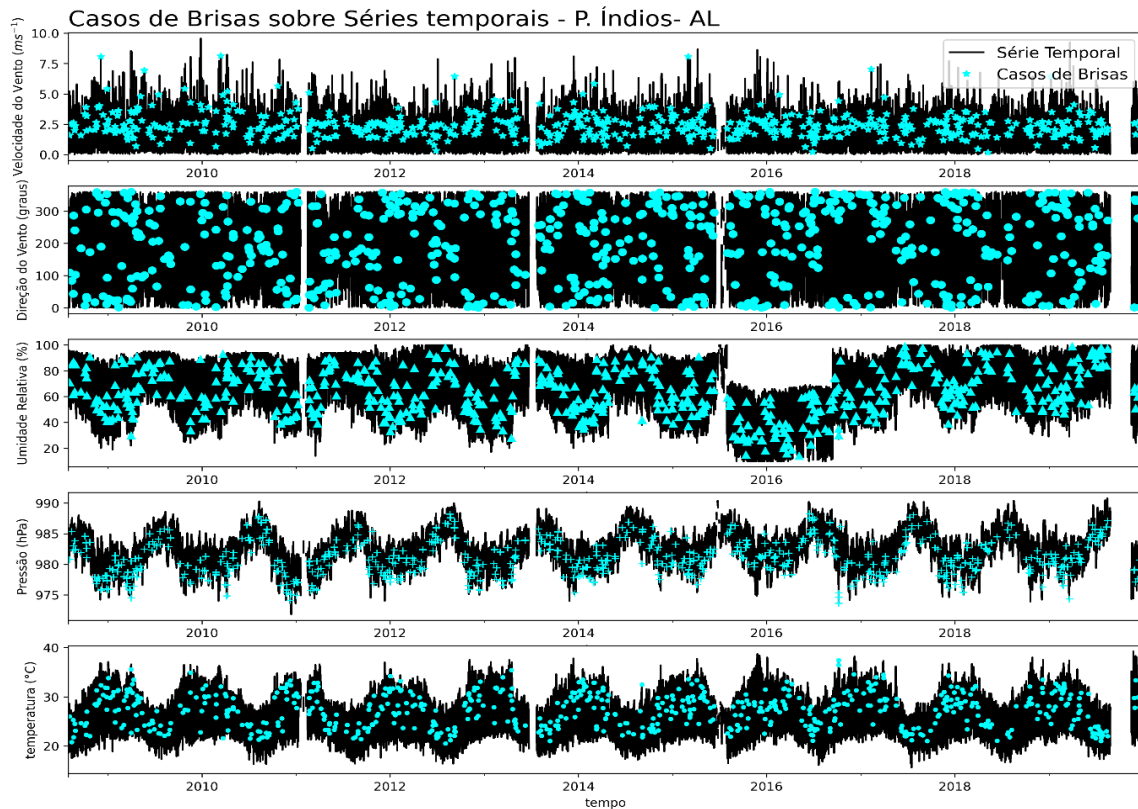


Figura 38- Sobreposição dos eventos de Brisas nas Séries Temporais dos dados do INMET para a cidade de Palmeira dos Índios. Fonte: Autor, 2021.

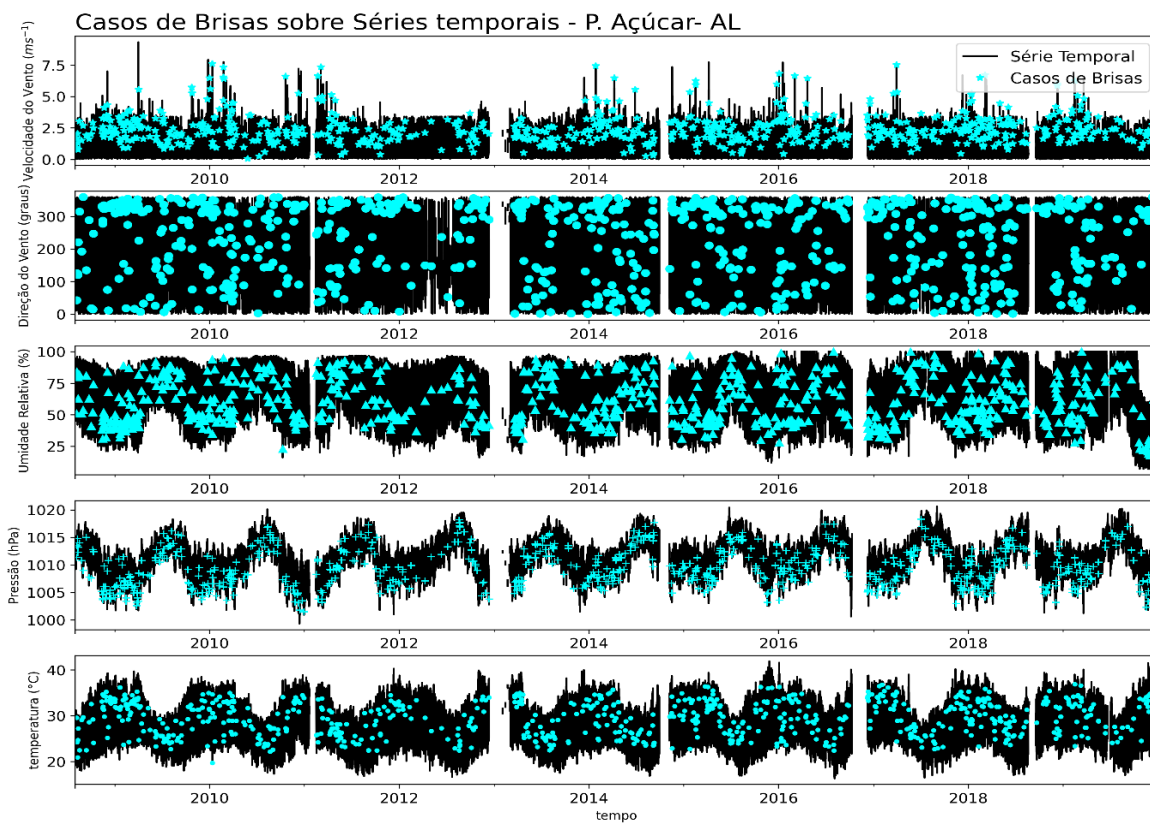


Figura 39 - Como na figura 39, mas para a estação de Pão de Açúcar. Fonte: Autor, 2021

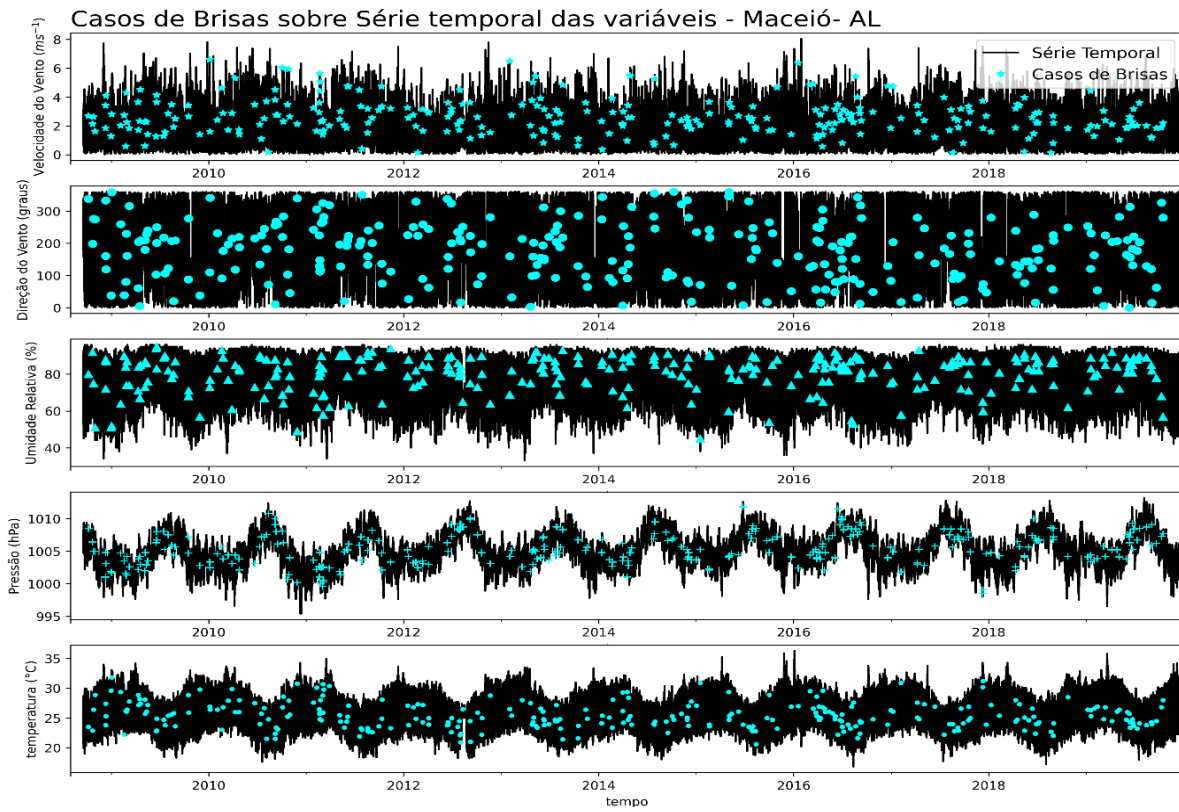


Figura 40 – Como na figura 39, mas para a estação Maceió. Fonte: Autor, 2021

5.3.5 Rosa dos Ventos- Brisas

As rosas dos ventos dos dias que houveram horários de frontogênese identificados são apresentadas na figura 41. Como a rosa não foi gerada unicamente para os horários de frontogênese, espera-se que o ciclo diário reflita em algum grau os ventos de grande escala, pois não se sabe o tempo de duração de cada brisa.

Foi utilizada a escala de Beaufort para caracterizar a intensidade das brisas nas rosas dos ventos. Essa escala é uma convenção meteorológica internacional para classificar os ventos de acordo com sua intensidade e grau de desastre (Ver apêndice).

É vista a distribuição de frequência da direção do vento nos dias que foram identificadas as brisas. É possível observar a predominância de ventos opostos para quase todas as estações, o que indica a presença de brisas marítimas e terrestres. Para Maceió e Coruripe há uma maior variabilidade na direção do vento, isso se dá devido uma atenuação na intensidade das brisas. Já os ventos de N e NE, como visto por Maia (2016), estão associados à atuação mais marcante dos alísios em um período mais seco, que impedem a inversão de 180° das brisas durante à noite. Durante o período mais chuvoso, a atuação mais branda dos alísios favorece a inversão dos ventos da brisa terrestre no sentido W e NW. Ainda de acordo com Maia (2016), ventos de S e SW estão associados à entrada de sistemas frontais que ocorrem durante o outono/inverno.

A rosa dos ventos para São Luís do Quitunde apresenta uma atuação de brisas marítimas fortes vindas de E- SE e brisas terrestres fracas de N-NW. Pão de Açúcar já apresenta uma frequência de 30% de brisas marítimas na direção S-SE com intensidade variando de leve a forte, enquanto as brisas terrestres foram menos frequentes, com menos de 15%.

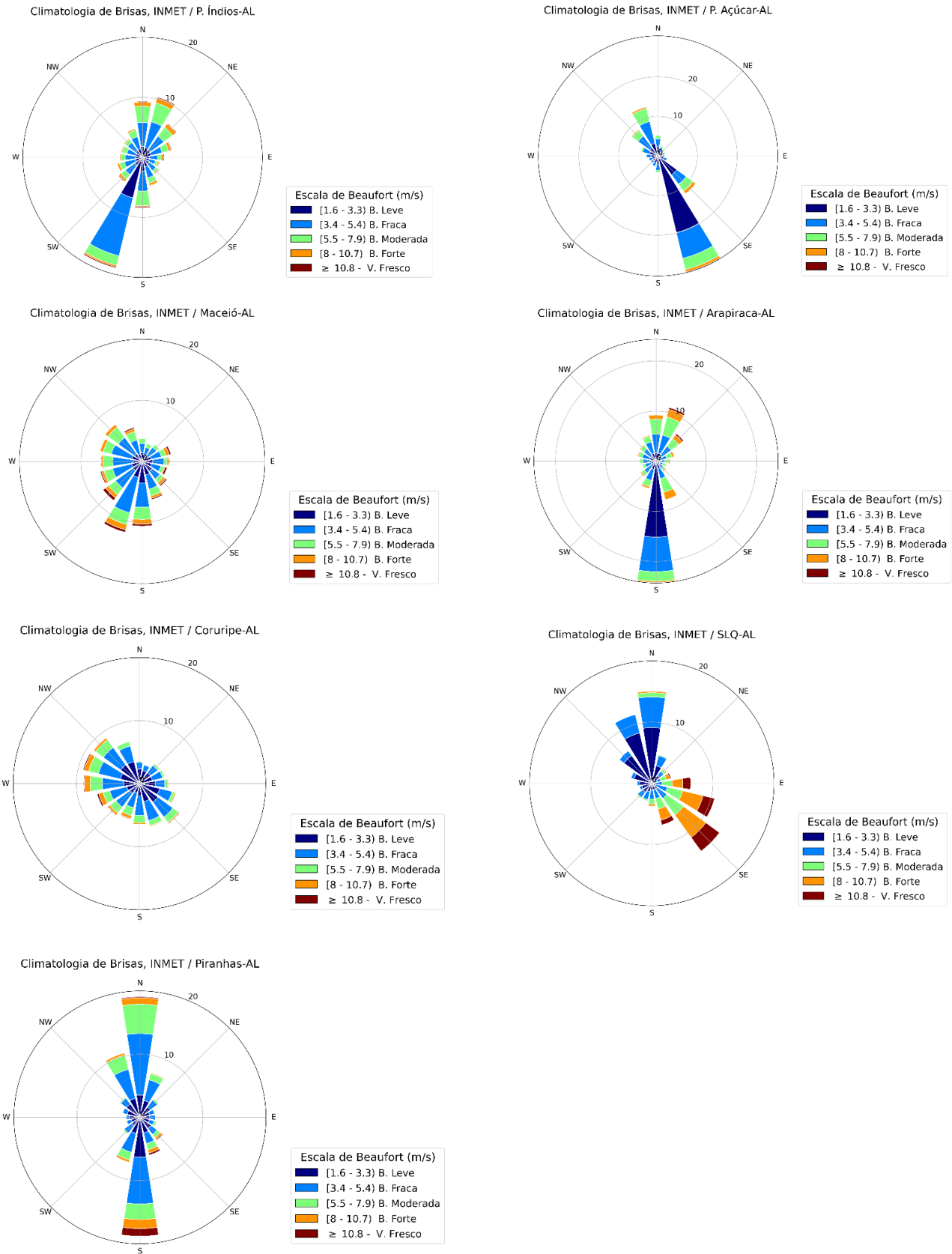


Figura 41 - Rosa dos Ventos das Brisas para as estações do INMET em Alagoas, no período de 2008 a 2019. Fonte: Autor, 2021

6. CONCLUSÃO

A análise simultânea de um conjunto de dados meteorológicos de superfície, de 7 estações do INMET em Alagoas, permitiu caracterizar o sistema de brisas através da sua climatologia para um período de 11 anos, que inclui o comportamento diário, mensal e sua correlação com o vento de grande escala, os alísios. Foi feito um algoritmo em python, com base em estudos anteriores descritos na literatura, capaz de identificar horários em que houveram alterações típicas de frontogênese de brisas marítimas nas séries temporais horárias de 5 variáveis: temperatura do ar, direção e velocidade do vento, umidade relativa e pressão de superfície.

A reanálise do ERA5-L foi validada na região através de um ajuste topográfico para correção de dados de temperatura do ar com um BIAS de até 0,7°C e RMSE de 0,34°C, mantendo uma correlação muito forte. Enquanto os dados de pressão de superfície tiveram um erro sistemático corrigido em até 11,93 hPa. Uma representação mais realística da pressão atmosférica foi obtida, enquanto a temperatura representou bem os dados observados, mesmo sem correção.

Foi feita a anomalia apenas para o vento, a fim de que o vento de grande escala não inibisse a detecção das frentes. Assim, uma maior frequência de frontogênese foi observada nos resultados após a remoção do vento médio. Além disso, os dados utilizados foram os do INMET, pois o produto de reanálise do ERA5-L não foi muito representativo para a direção do vento, que era o parâmetro obrigatório na detecção de brisas.

As brisas marítimas ocorreram com maior frequência numa distância entre 84 e 175 km da costa, com a média de quase 700 eventos horários de formação de frente, que se estendia para a madrugada do dia seguinte como resultado da inversão característica da brisa terrestre. Nas cidades costeiras, por outro lado, como Maceió, São Luís do Quitunde e Coruripe, as observações de frontogênese foram reduzidas quase pela metade. Sugere-se que o vento médiotenha inibido grande parte da formação dessas frentes.

O aparecimento da brisa foi responsável por diminuir a temperatura e aumentar a umidade, como características fundamentais. Essas mudanças variaram de estação

para estação em até 2°C e 10% de UR em horários distintos no ciclo diário, no qual foi possível observar o desenvolvimento da brisa para cada cidade. Foi observado, numa média geral de ocorrência, que a maior frequência de frontogênese ocorre às 17 h no estado, e que março e abril são os meses que ocorrem mais brisas, com predominância de 28%. A variação sazonal foi quase homogênea para a estação seca-chuvosa, a grosso modo, com variações mais acentuadas entre o inverno e outono, com 21% e 29% dos casos, respectivamente. Dessa forma, verão e outono foram as estações com maiores formações de brisas, o que faz perceber que a temporada de brisas ocorre nos primeiros 6 meses do ano em Alagoas.

Foi identificado uma relação entre distância do mar e início de brisa marítima. Observou-se que quanto mais próximo à costa, mais cedo inicia-se a formação da frente, devido à convergência de ar marítimo e terrestre.

Os estudos feitos na região do Nordeste, de modo geral, observam que quanto mais baixa a latitude, maior a extensão territorial das brisas, ou seja, maior a intensidade do vento da brisa marítima. Conforme aumenta-se a latitude, menor o prolongamento das brisas para o interior continental.

Esses estudos são importantes para compreensão do clima local, além de contribuir para simulações futuras de dispersão de poluentes, controle de riscos de incêndios e para o setor de energia renovável. Espera-se que o entendimento da circulação de brisas seja ampliado para análises futuras do perfil vertical, e para uma análise de alta resolução espacial e temporal de ondas pré e pós frontais, e identificação de ondas de instabilidade kelvin-Helmholtz.

6.1 Perspectivas para trabalhos futuros

Sugere-se, a partir desse trabalho, que a climatologia de Brisas Marítimas e terrestres no estado de Alagoas seja ampliada para um período de 30 anos, com mais pontos espaciais, ou seja, através de dados de reanálise, desde que o vento seja um parâmetro de qualidade e alta representatividade para a escala de estudo. A disponibilidade de uma grade de informações meteorológicas tanto espaciais quanto em níveis de pressão possibilitará analisar o perfil vertical da brisa e a altura do seu fluxo de retorno, além de outras características. Além disso, analisar a frequência diária e noturna, separando o conjunto de dados de vento em horários de persistência média das brisas terrestres e marítimas, trará uma melhor estimativa da frequência das mesmas na climatologia. Esse sistema de circulação pode ser investigado sob diferentes escalas, podendo ser incorporado os aspectos sinóticos, efeitos de topografia, latitudinais, e também, com alta resolução, pode ser vista a estrutura interna e escala de ondas da brisa.

REFERÊNCIAS

ANJOS, M., LOPES, A. “Sea breeze front identification on the northeastern coast of Brazil and its implications for meteorological conditions in the Sergipe region”. *Theor Appl Climatol* 137, 2151–2165 (2019). <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2732-x>

ALCANTARA, C. R.; SOUZA, E. P. “Teoria para o trabalho de expansão aplicada às brisas do nordeste Brasileiro”. *Rev. bras. meteorol.*, São Paulo , v. 24, n. 4, p. 423-435, dezembro de 2009. Disponível em <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862009000400005&lng=pt&nrm=iso>. Acesso em 21 março de 2020. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0102-77862009000400005>.

ALCANTARA, C. R., SOUZA, E. P., “Identificação de brisas na costa do nordeste brasileiro em simulações do modelo RAMS”. São Paulo, 2004. Disponível em: <http://www.inicepg.univap.br/cd/INIC_2004/trabalhos/inic/pdf/IC1-28.pdf>. Acesso em 02 de agosto de 2019.

ALMEIDA, E. S.; VINHAS, L.; CORREA, PCP. “Extração e manipulação do dados de reanalyse do ECMWF utilizando METVIEW”. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. 1998. Disponível em: <http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/walmeida/2004/07.07.13.02/doc/Almeida_Extracao%20e%20manipulacao%20do%20dados%20de%20reanalyse%20.pdf>. Acesso em: ago, 2020.

ALPERT, P., HADAR, R. M., “Pre and Post Sea Breeze Front Lines - A meso- γ scale analysis over southern Israel”. *Journal of Atmospheric Sciences*. 2003. Vol. 60, n. 24, p. 2994-3008. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<2994:PAPFLM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<2994:PAPFLM>2.0.CO;2).

AMORIM, R. C. F., RIBEIRO, A., LEITE, C. C., LEAL, B. G., SILVA, J. B. G., “Avaliação do desempenho de dois métodos de espacialização da precipitação pluvial para o Estado de Alagoas”. *Acta Sci. Technol. Maringá*. 2001. Vol. 30, n. 1. Disponível em: <<http://www.univasf.edu.br/~brauliro.leal/pesquisa/Amorim-1.pdf>>. Acesso em dez, 2021.

APARECIDO, L. E. O., et al., “Accuracy of ECMWF ERA-Interim Reanalysis and its Application in the Estimation of the Water Deficiency in Paraná, Brazil”. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 2020. Vol. 34, p. 515-528. DOI: <https://doi.org/10.1590/0102-7786344066>

ARYA, S. Pal. "Air pollution meteorology and dispersion". Nova York: Oxford University Press, 1999. x, pág. 310. ISBN 0195073983. Disponível em: <https://nizurocaho.anvgames.com/air-pollution-meteorology-and-dispersion-book-26299es.php>

BARRETO, A. B.; ARAGÃO, M. R. S.; BRAGA C. C. Estudo do Ciclo Diário do Vento à Superfície no Nordeste do Brasil. Congresso Brasileiro de Meteorologia, foz do Iguaçu – PR. Agosto de 2002. CDROM.

BARROS, A. H. C., FILHO, J. C. A., SILVA, A. B., SANTIAGO, G. A. C. F. "Climatologia do Estado de Alagoas". Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 211, Recife, PE, dezembro de 2012. Disponível em: <https://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/103956/1/BPD-211-Climatologia-Alagoas.pdf>. Acesso em abril de 2020.

BIGGS, W. G., GRAVES, M. E., "A Lake Breeze Index". Journal of Applied Meteorology. 1962. vol. 1, no. 4, American Meteorological Society,. DOI: <http://www.jstor.org/stable/26169480>.

BIGOT, S., PLANCHON, O., "Identification and characterization of sea breeze days in Northern France using Singular Value Decomposition". International Journal of Climatology. 2003. 23(11), 1397-1405. DOI: 10.1002/joc.940.

BODUNGEN, B., TURNER, R., "Science and Integrated Coastal Management An Introduction". 2001. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/268425845_Science_and_Integrated_Coastal_Management_An_Introduction. Acesso em maio, 2021.

CAMBERLIN, P., PLANCHON, O., "Service Schemes in Kenya". Geografiska Annaler: S. A, Physical Geography. Abril de 1997; 79 (1-2):109-19. DOI: 10.1111/1468-0459.00010

CAUTENET, ROSSET, R., "Numerical Simulation Of Sea Breezes with Vertical Wind Shear during Dry Season at Cape of Three Points". West Africa. 01 Feb 1989. Pg. 329–339. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0329:NSOSBW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0329:NSOSBW>2.0.CO;2).

CORPETTI, T., PLANCHON, O., “Front detection on satellite images based on wavelet and evidence theory: application to the sea breeze fronts”. *Remote Sensing of Environment*. 115 (2), 306-324. DOI: [10.1016/j.rse.2010.09.003](https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.09.003).

COSGROVE, B. A., “Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) Project”. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 108, n. D22 2003. DOI: <https://doi.org/10.1029/2002JD003118>.

DAMATO, F., PLANCHON, O., DUBREUIL, V., “A remote-sensing study of the inland penetration of sea-breeze fronts from the English Channel”. *Weather*. 58. 219-226. 10.1256 / wea.50.02.

DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., VITART, F., “The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system”. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*. 2011. DOI: D137(656), 553-597.

DE GONCALVES, GUSTAVO, L. G., “The South American land data assimilation system (SALDAS) 5-yr retrospective atmospheric forcing datasets”. *Journal of Hydrometeorology*. 2009. Vol. 10, n. 4, p. 999-1010. DOI: <https://doi.org/10.1175/2009JHM1049.1>

FERDIANSYAH, M. R., INAGAKI, A., KANDA, M., “Detection of sea-breeze inland penetration in the coastal-urban region using geostationary satellite images”. *Elsevier, Urban Climate*, vol. 31, janeiro de 2020, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2020.100586> 2020.

FERREIRA, A. D., “Detection of the interactions of the sea/land breeze systems with synoptic systems on the eastern coast of Alagoas using wavelet transform technique”. *Dissertação (Mestrado em Processos de superfície terrestre) - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2009*. Disponível em: <http://repositorio.ufal.br/handle/riufal/874>>. Acesso em: julho de 2020.

FINKELE, K., HACKER, J.M., KRAUS, H. et al. “A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations”. *Boundary-Layer Meteorol* 73, pág. 299–317, 1995. Doi: <https://doi.org/10.1007/BF00711261>

GOMES, H.B., AMBRIZZI, T., HERDIES, D.L., HODGES, K., SILVA, B.F.P. " Easterly Wave Disturbances over Northeast Brazil: An Observational Analysis ", *Advances in Meteorology* , vol. 2015 , AID 176238 , 20 páginas , 2015. Doi: 10.1155/2015/176238

GRANGE, S., "Technical note: Averaging wind speeds and directions". 2014. DOI: [10.13140/RG.2.1.3349.2006](https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3349.2006).

HALLAK, R., FILHO, P., JOSÉ, A., "Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados". *Rev. Bras. de Met.* 2011. Vol. 26, n. 4, p. 591-608.

HAUWRITZ, B. "Comments on the sea breeze circulation". *J. Meteorol.*, 4, 1-8, 1947. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1947\)004<0001:COTSBC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0001:COTSBC>2.0.CO;2)

HERSBACH, H., & DEE, D., "ERA5 reanalysis is in production". *ECMWF Newsletter* 147, ECMWF, Reading, UK, 2016.

HERSBACH, H., de ROSNAY, P., Bell, B., SCHEPERS, D., et al. "Operational global reanalysis: progress, future directions and synergies with NWP". *Série de relatórios ERA*, n. 27, dezembro de 2018. DOI: [10.21957 / tkic6g3wm](https://doi.org/10.21957/tkic6g3wm).

HODGES, C.N., THOMPSON, T.L., RILEY , J.J., GLENN, E., "Reversing the flow: Water and nutrients from the sea to the land". *Ambio*, 1993, 22. 483-490.

HOLTON, G., "Defining Risk. *Financial Analysts Journal*". 2004. DOI: 60. 19-25. 10.2469/faj.v60.n6.2669. Disponível em: <http://www.dca.ufcg.edu.br/DCA_download/An%20Introduction%20to%20Dynamic%20Meteorology.pdf>. Acesso em Set, 2021.

HSU, S.-A. "The shear stress of sea breeze on a swash zone". *Coastal Engineering Proceedings*, 1(12), 15. 1970. DOI: <https://doi.org/10.9753/icce.v12.15> KEITH, G, J., "An Analysis of Sea Breezes on the South Coast of England and Evidence of Pre- and Post-Frontal Waves at the Surface". Inglaterra. Universidade de Reading, Department of Meteorology, agosto de 2004. Disponível em: <<http://www.met.reading.ac.uk/~sws00rsp/teaching/postgrad/keith.pdf>>. Acesso em abril de 2020.

INMET, "NOTA TÉCNICA No. 001/2011/SEGER/LAIME/CSC/INMET". 2011. p. 11.

KEITH, G. J., “An analysis of sea breezes on the south coast of England and evidence of pre- and post-frontal waves at the surface”. Dissertação de mestrado. 2004. Department of Meteorology, University of Reading, 74 pp.

KOZO, T.L., “An observational study of sea breezes along the Alaskan Beaufort Sea coast: Part I”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Jul de 1982; 21 (7): 891-905. DOI: 10.1175/1520-0450(1982)021<0891:AOSOSB>2.0.CO;2

LYRA, R. F. F., “Predominância do vento na região de tabuleiros costeiros próximo a Maceió”. *Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Brasília - DF, 1998.

MILLER, S. T. K., KEIM, B. D., TALBOT, R. W., MAO, H., 2003, “Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts”. *Reviews of Geophysics*, 41(3) DOI: <https://doi.org/10.1029/2003RG000124>.

MORAES, R. A., “Avaliação dos dados decendiais de precipitação e temperatura máxima e mínima do ar simulados pelo modelo ECMWF para o Estado de São Paulo”. *Irriga*, v. 17, n. 3, p. 397-407, 2012. DOI: 10.15809/irriga.2012v17n3p397.

MORA, C., “Sea breeze and local weather conditions in a coastal Mediterranean mountain setting”. *Weather*, RMetS, Volume69, Issue7, Pages 184-190, 27 de junho de 2014, DOI: <https://doi.org/10.1002/wea.2258>.

MOTA, G. V. “Estudo Observacional de Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro”. Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos – SP, 92p. 1997.

MUÑOZ-SABATER, J., “ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications *Earth Syst*”. *Sci. Data*. 2021. DOI: <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>

NEUMANN J., “On the rotation rate of the direction of sea and land breezes”. *Journal of the atmospheric sciences*. Dez de 1977, 1;34 (12) : 1913-7. DOI: 10.1175/1520-0469(1977)034<1913:OTRROT>2.0.CO;2.

NÓBREGA, R. S.; SOUZA, E. P.; CAVALCANTI, E. “PEnergia Estática na Atmosfera sobre o Nordeste do Brasil: Fluxo e Variação Sazonal de Energia”. *Rev. Brasil. de Engenh. Agrí. e Amb.*, 10, p. 132-139. 2006.

OSTRENGA, D., “Derive Wind Speed and Direction With MERRA-2 Wind Components”. Dez, 2019. Disponível em: <https://disc.gsfc.nasa.gov/information/data-in->

[action?title=Derive%20Wind%20Speed%20and%20Direction%20With%20MERRA-2%20Wind%20Components>](#). Acesso em: Set, 2020.

OZOE, H., SHIBATA, T., SAYAMA, H., UEDA, H., 1983, “Characteristics of air pollution in the presence of land and sea breeze—A numerical simulation”, *Atmospheric Environment*, 17 (1): 35-42. DOI: [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(83\)90005-7](https://doi.org/10.1016/0004-6981(83)90005-7).

PETTERSEN, S., “Meteorologia Dinâmica e Previsão do Tempo. CL Godske, T. Bergeron, J. Bjerknes e RC Bundgaard. American Meteorological Society, Boston e Carnegie Institution de Washington”. *Science*, 1957, 125 (3252), 829-830.

POKHREL, R. LEE, H., “Estimation of the effective zone of sea/land breeze in a coastal area”, *Atmospheric Pollution Research*

Volume 2, Issue 1, Janeiro de 2011, Pg.: 106-115. DOI: <https://doi.org/10.5094/APR.2011.013>.

REIBLE, D. D., SIMPSON, J., LINDEN, P. F., “The sea breeze and the frontogenesis of gravitational currents”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1993. Vol. 119, n. 509, pág. 1-16. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.49711950902>.

ROCHA, C. H. E. A., LYRA, R. F. F., “ Ocorrência de Brisas na Região de Tabuleiros Costeiros Próximo a Maceió- AL”. *CBMET*, 1997. Disponível em: < <https://docplayer.com.br/23551960-Ocorrencia-de-brisas-na-regiao-de-tabuleiros-costeiros-proximo-a-maceio-al.html>>. Acesso em fevereiro de 2020.

SABATER, M. J., “ERA5-Earth hourly data from 1950 to 1980”. Copernicus Climate Change Service (C3S)- Climate Data Store (CDS). 2021. DOI: 10.24381/cds.e2161bac. Acesso em Jan, 2020.

SILVA, B. F. P, FEDOROVA, N., Levit, V., PERESETSKY, A., BRITO, B. M., “Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no Estado de Alagoas”. *Rev. Bras. de Met.* 2011. Vol. 26, p. 323-338. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0102-77862011000300001>

SMITH, R. K., CROOK, N., ROFF, G., “The Morning Glory: An extraordinary atmospheric undular bore”. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1982. 108, 937– 956. DOI: 10.1002/qj.49710845813.

SIMPSON, J. E., MANSFIELD, D. A., MILFORD, J. R., "Inland penetration of sea-breeze fronts". Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Janeiro de 1977. 103 (435) :47-76. DOI: 10.1256/smsqj.43503.

SIMPSON, J.E., "Sea breeze and local winds. cambridge university press"; 02 de Junho de 1994. Disponível em: <https://books.google.com.br/books?hl=en&lr=&id=6WPodgtunqIC&oi=fnd&pg=IA2&ots=Esaz1Zn8XD&sig=CeoegRUlIE8sUAiEwkDL1TFnlXo&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false>. Acesso em outubro, 2020.

SOUZA, Dayana Castilho de; OYAMA, Marcos Daisuke. "Breeze Potential Along the Brazilian Northern and Northeastern Coast. J. Aerosp". Technol. Manag., São José dos Campos, v. 9, n. 3, p. 368-378, setembro de 2017. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2175-91462017000300368&lng=en&nrm=iso>. Acesso em março de 2020. Epub 20 de julho de 2017. DOI: <https://doi.org/10.5028/jatm.v9i3.787>.

SOUZA, D. C., "Brisa na Costa do Norte e Nordeste Brasileiro". São Paulo, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2016. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.16.21.24>>. Acesso em outubro de 2019.

SRINIVAS, C. V., "A numerical study of observed sea breeze circulation at a tropical Kalpakkam site on the east coast of India under different synoptic flow situations". Journal of Earth System Science. 2006. Vol. 115, n. 5, p. 557-574. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF02702909>.

TIJM, A. B. C., VAN DELDEN, A. J., "The Inland Penetration of Sea Breezes. In: Contributions to atmospheric physics". 1999 ; Vol. 72, No. 4. pp. 317-328.

WILLMOTT, C. J., MATSUURA, K., "Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance". Climate research. 2005. Vol. 30, n. 1, p. 79-82. DOI:10.3354/cr030079.

APÊNDICE A – ANÁLISE COMPLEMENTAR DA VALIDAÇÃO DE REANÁLISE

As figuras desta seção apresentam os resultados complementares da subseção 5.1 do Capítulo 5, à respeito da correção de altitude e validação de reanálise das variáveis de Temperatura (°C) e Pressão Atmosférica (hPa) para demais estações do INMET. Essas informações são apresentadas através de séries temporais (Figura A1, A2, A3 e A4), Regressão linear e estatísticas (Figura A5, A6 e A7) e por

climatologias (Figura A8, A9 e A10). São vistas as estações que apresentaram menor grau de correção às equações aplicadas, em função de ΔZ .

Nas figuras A1 e A2 é observado que o modelo ERA5-L superestimou os dados reais nos pontos de grade correspondentes às estações de Arapiraca e Coruripe, através do ΔP e ΔT , que é a diferença entre os dados de pressão e temperatura (corrigidos e não corrigidos) com os dados do INMET. Como apresentado, essas são as duas únicas estações com diferença positiva (Linhas azuis sobre as linhas vermelhas) para os dados de pressão. Esses resultados são vistos numericamente nas estatísticas das figuras A5 e A6, em que é observado um BIAS corrigido em aproximadamente 1,5 hPa para Arapiraca e quase 1 hPa para Coruripe. As figuras A8 e A9 apresentam o ciclo climatológico diário e anual dos dados do INMET, ERA5-L e ERA5-L com correção de altitude, nas quais é possível ver os valores superestimados.

Em todos os casos, a temperatura se manteve bem representada pelo modelo, e quanto maior o ΔZ maiores foram as diferenças nas correções e maior a tendência do modelo subestimar os dados reais. Por outro lado, quanto menor o ΔZ , menores as diferenças e maior a tendência do modelo superestimar os dados reais.

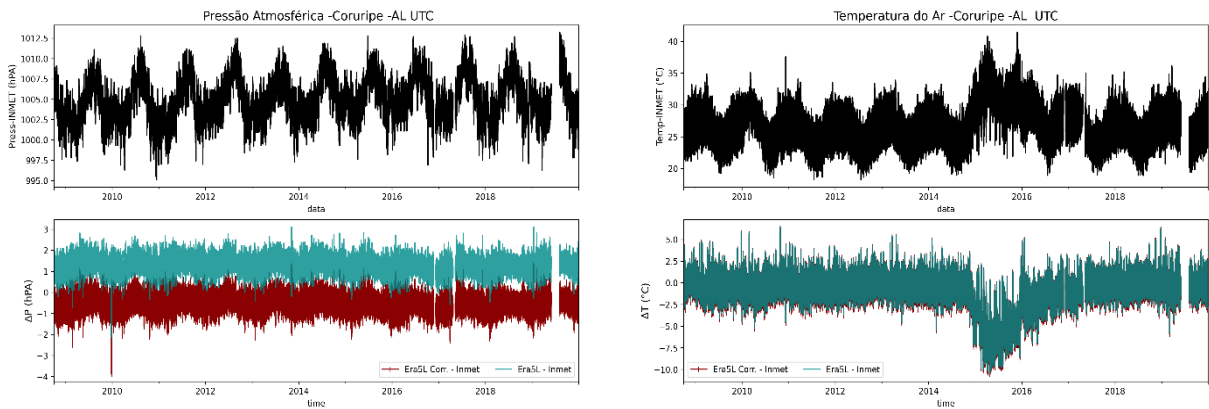


Figura A1 – ΔP e ΔT das séries temporais- Coruripe. Fonte: Autor, 2021

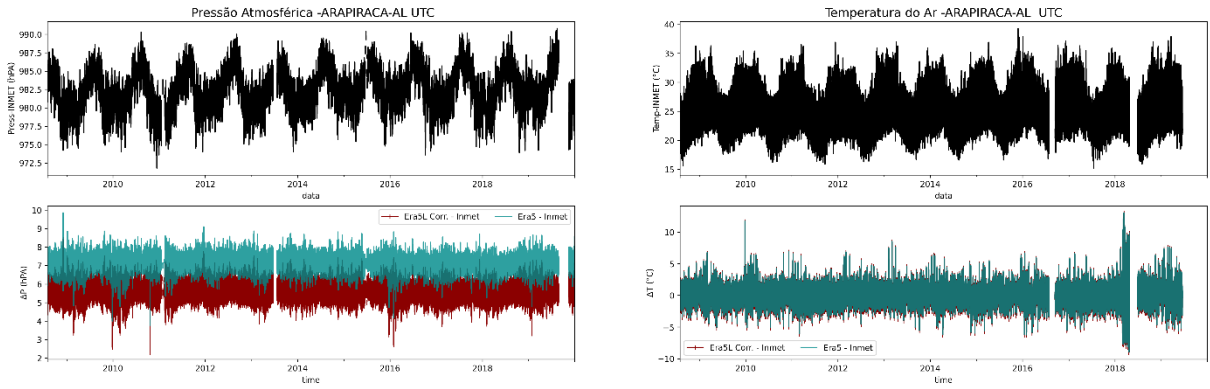


Figura A2 – ΔP e ΔT das séries temporais- Arapiraca. Fonte: Autor, 2021

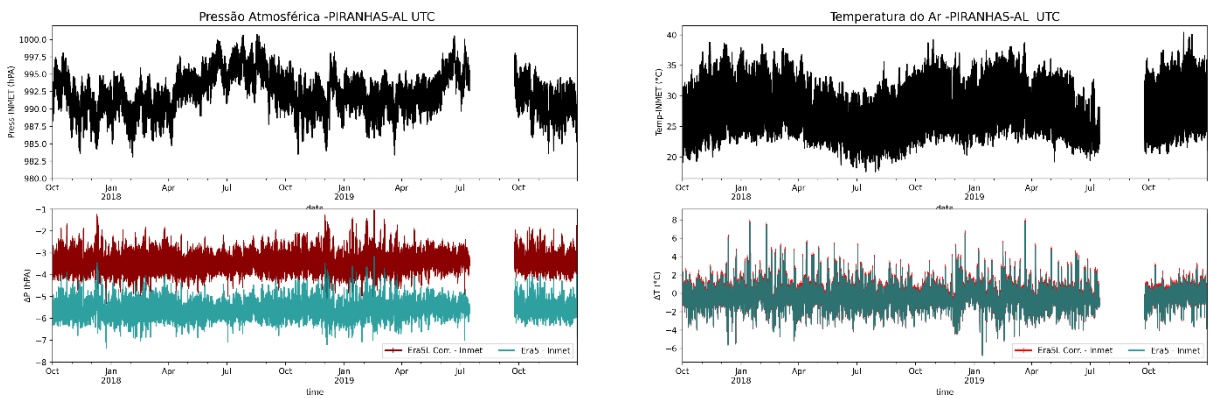


Figura A3 – ΔP e ΔT das séries temporais- Piranhas. Fonte: Autor, 2021

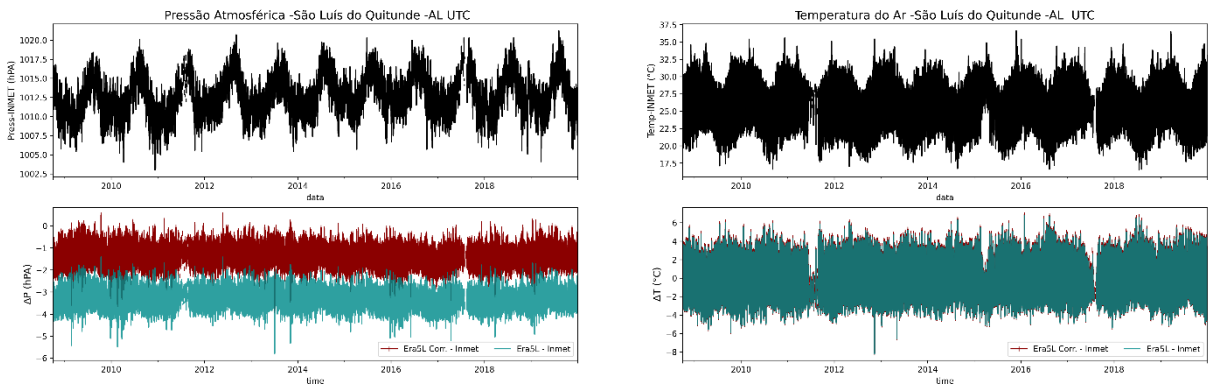


Figura A4 – ΔP e ΔT das séries temporais- SLQ. Fonte: Autor, 2021

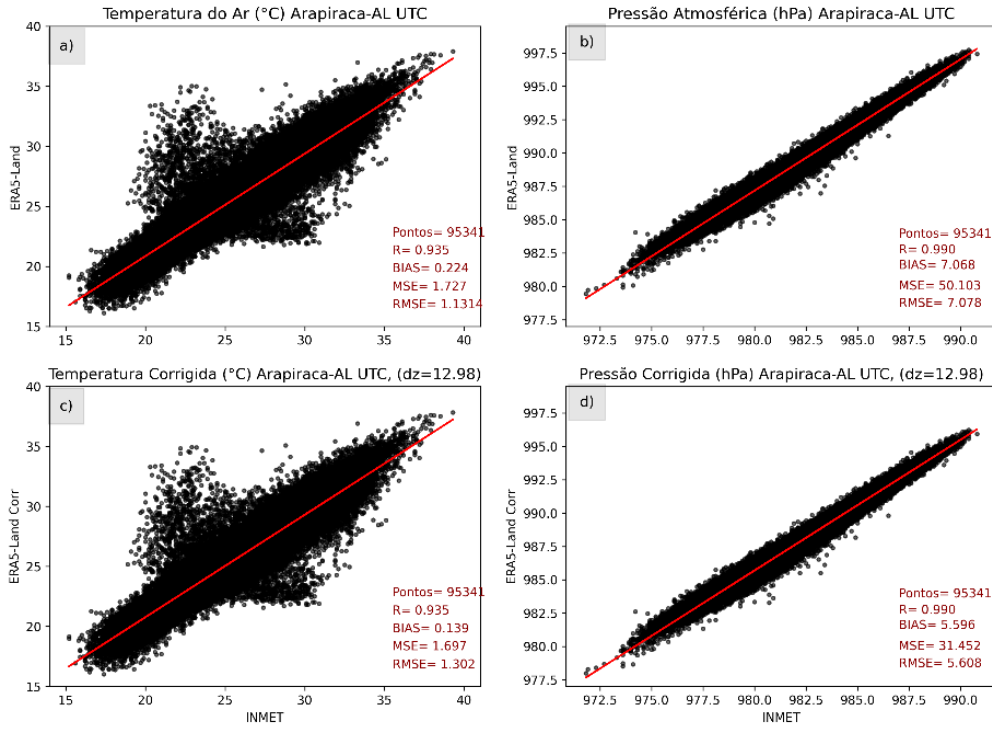


Figura A5 – Regressão Linear e estatísticas da correção de altitude para Temperatura do ar (°C) e Pressão de superfície (hPa), na estação de Arapiraca. Fonte: Autor, 2021

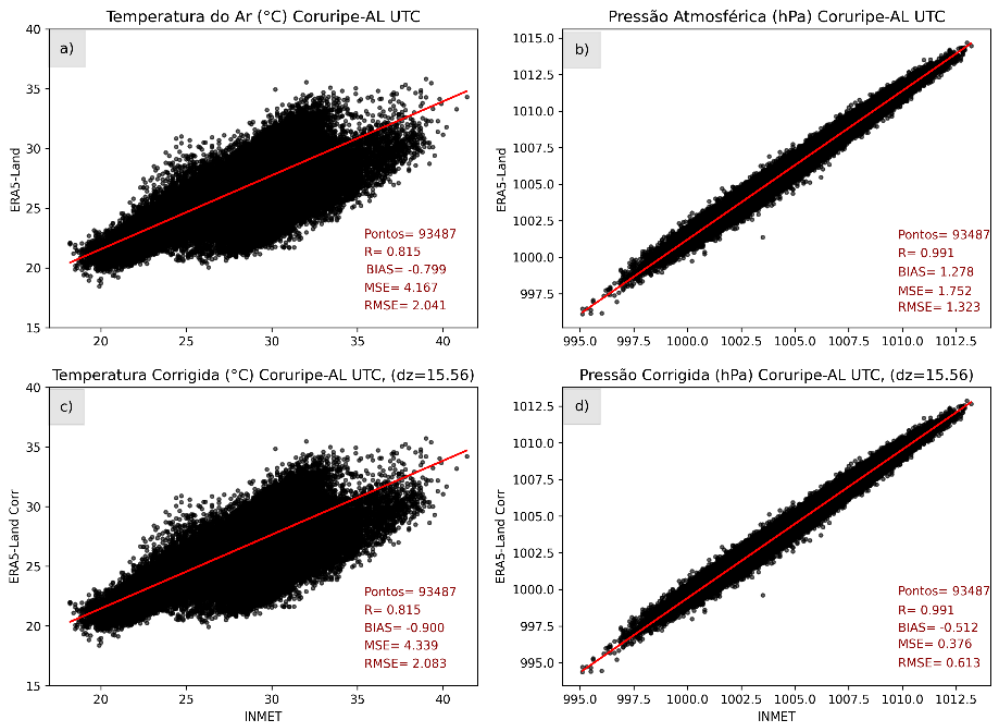


Figura A6 – O mesmo da Figura A5, mas para a estação de Coruripe. Fonte: Autor, 2021

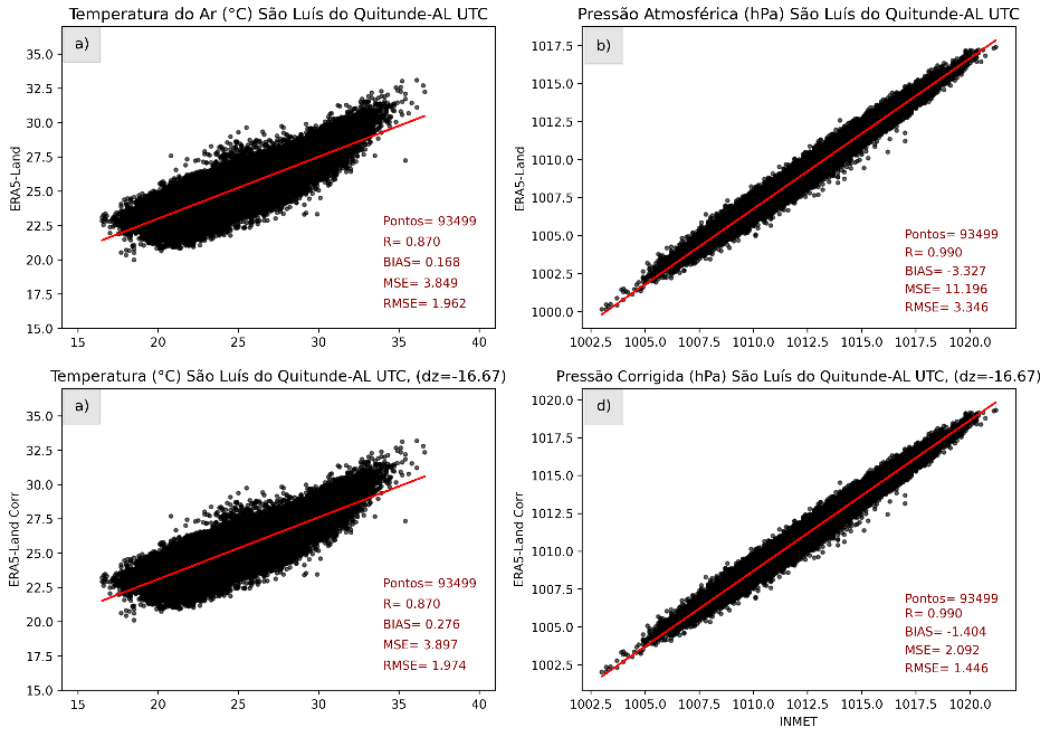


Figura A7 – O mesmo da Figura A5, mas para a estação de SLQ. Fonte: Autor, 2021

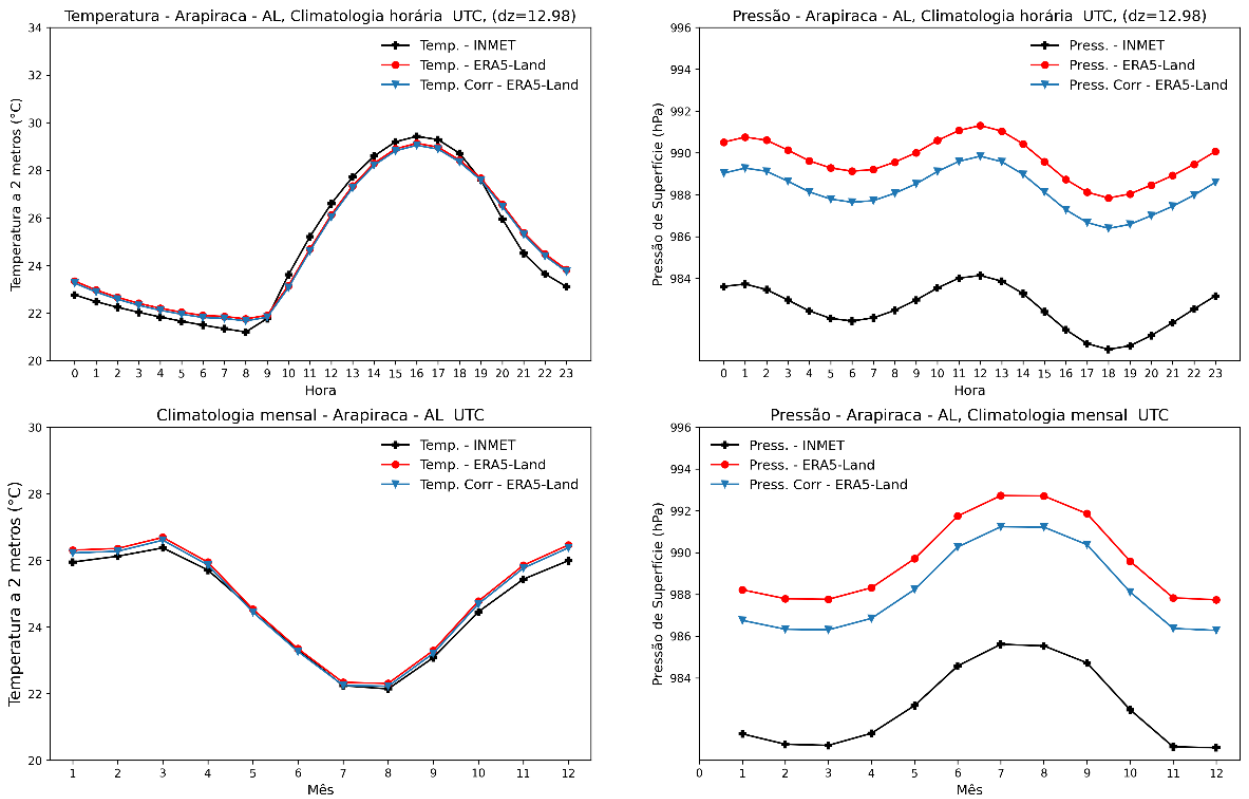


Figura A8 – Climatologias horárias (UTC) e mensais das correções de altitude para as variáveis temperatura (°) e pressão de superfície (hPa)- Arapiraca-AL. Fonte: Autor, 2021

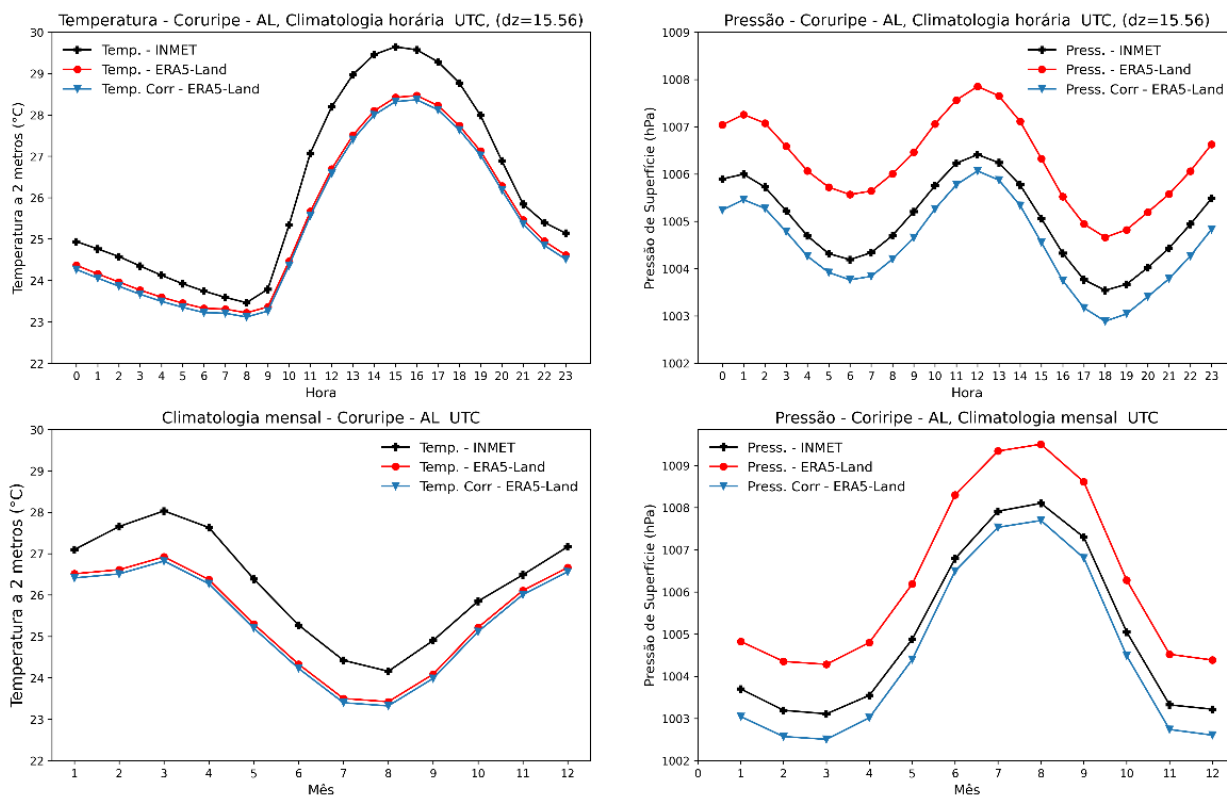


Figura A9 – O mesmo da Figura A8, mas para a estação de Coruripe-AL. Fonte: Autor, 2021

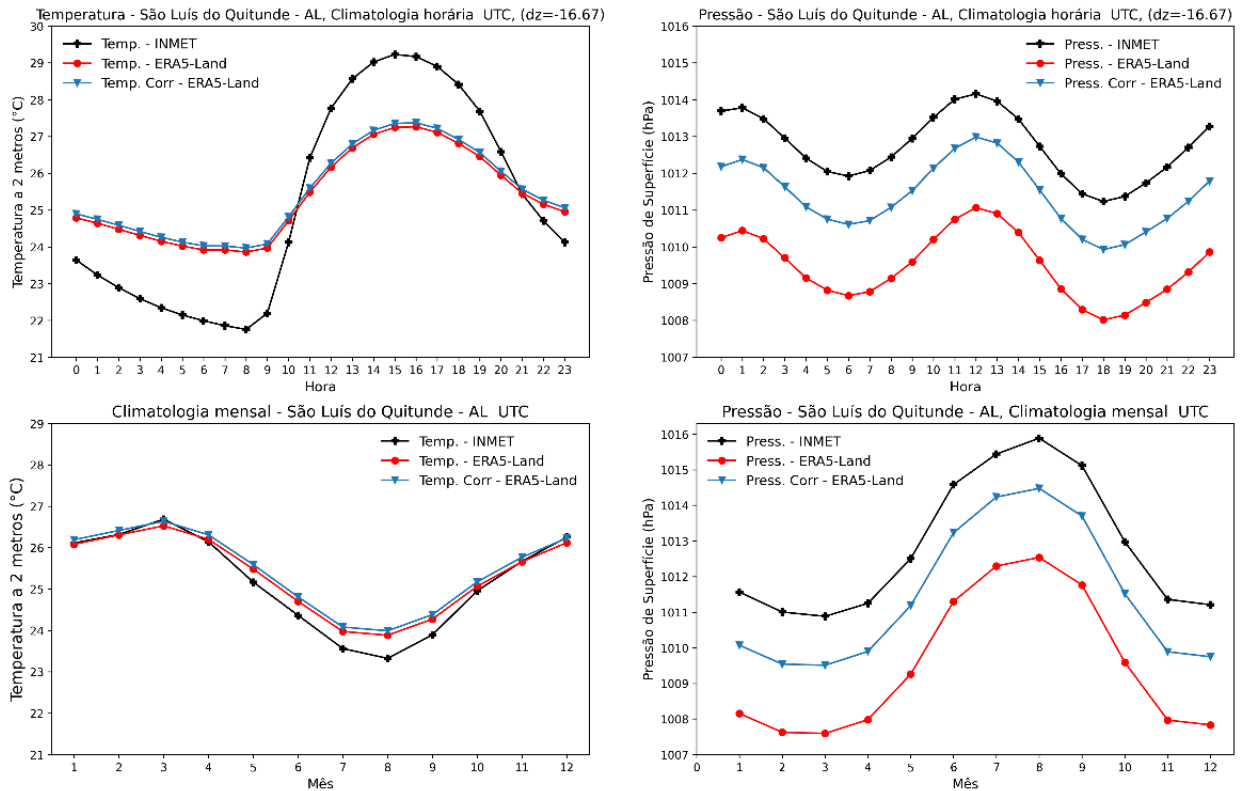


Figura A10 – O mesmo da Figura A8, mas para a estação de SLQ-AL. Fonte: Autor, 2021

APÊNDICE B – ANÁLISE COMPLEMENTAR DAS CLIMATOLOGIAS

As figuras B1, B2, B3 e B4 mostram o comportamento padrão das variáveis velocidade do vento (m/s), direção do vento ($^{\circ}$), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura ($^{\circ}$ C) e pressão (hPa), através da climatologia horária (UTC) na primeira coluna e mensal na segunda, para as estações de Arapiraca, Coruripe, Pão de Açúcar e Piranhas.

Luo *et al.* (2003) perceberam que em escalas temporais e espaciais maiores as variáveis observadas por estações e as do modelo tendem a concordar mais entre si. Isso pode ser visto na figura B1, em que a precipitação foi melhor representada pelo ERA5-L na climatologia horária que na climatologia mensal. Pode ser visto também na figura B4 para a direção do vento. A grosso modo, são vistos valores suavizados para o modelo em comparação com os dados das estações.

Como observado na subseção 5.3.1 do Capítulo 5, as cidades mais próximas ao mar são Maceió, São Luís do Quitunde e Coruripe. As climatologias mostram um comportamento semelhante na direção do vento para essas 3 cidades, com uma

oscilação Norte que muda em torno das 10 h UTC. No geral, às 10 h UTC a velocidade do vento aumenta em todas as estações e uma mudança no vento é perceptível nesse horário. Como resposta à incidência solar durante o movimento de rotação da terra, a temperatura aumenta e a umidade relativa diminui no início do dia.

Também foi visto que a estação de outono é a que verificou-se maior ocorrência de brisas, com 29% dos casos. Nas estações próximas ao litoral é observado uma mudança mais acentuada no ciclo diário da direção do vento (Figura B6 e B8, referente à cidade de Coruripe e SLQ) durante essa estação. Isso ressalta que o sistema de brisas interage intimamente com a larga escala na região.

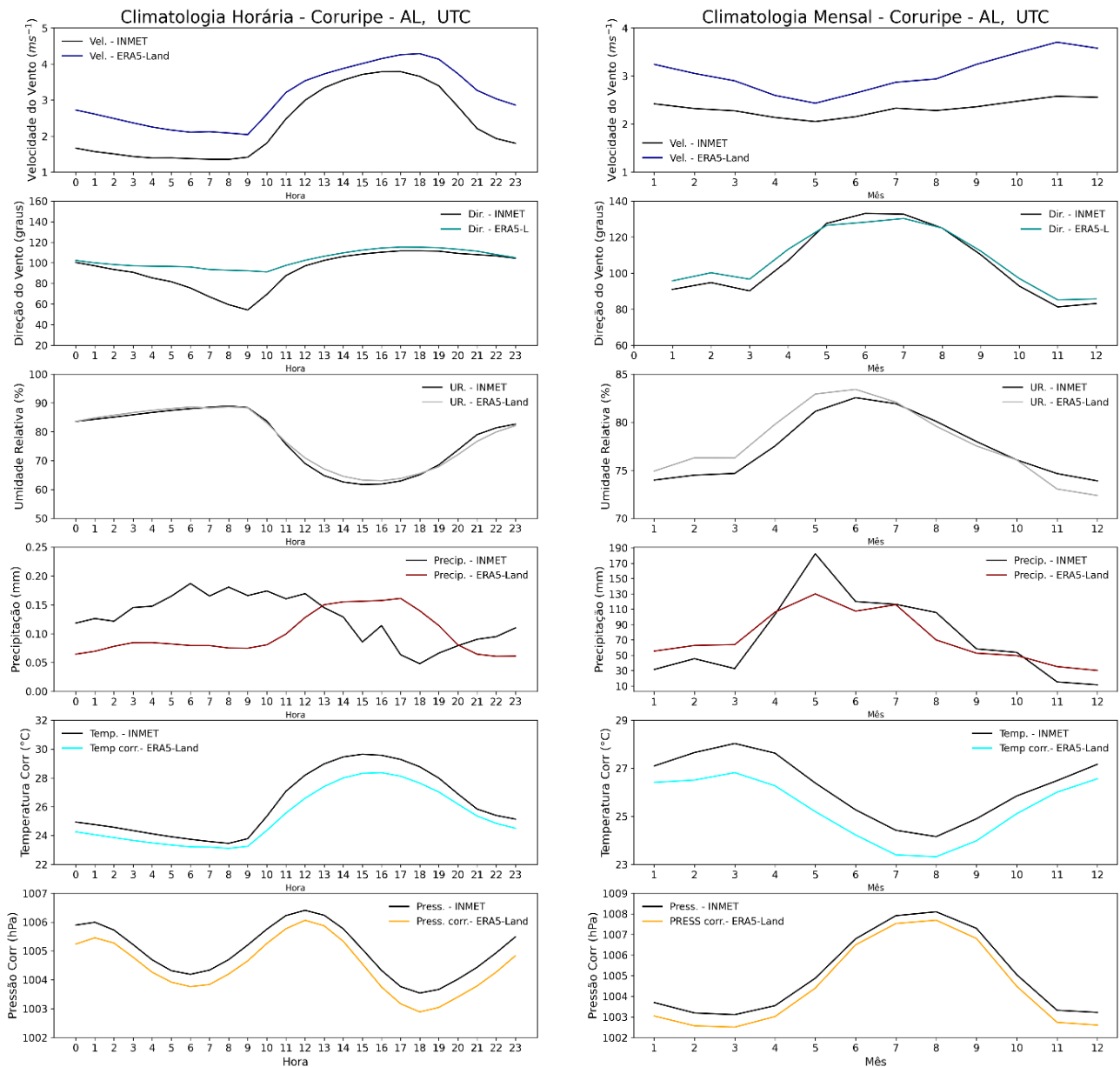


Figura B1 – Climatologia horária (esquerda) e mensal (direita) da estação Coruripe segundo os dados do INMET e do ERA5L para as variáveis velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura (°C) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3). Fonte: Autor, 2021.

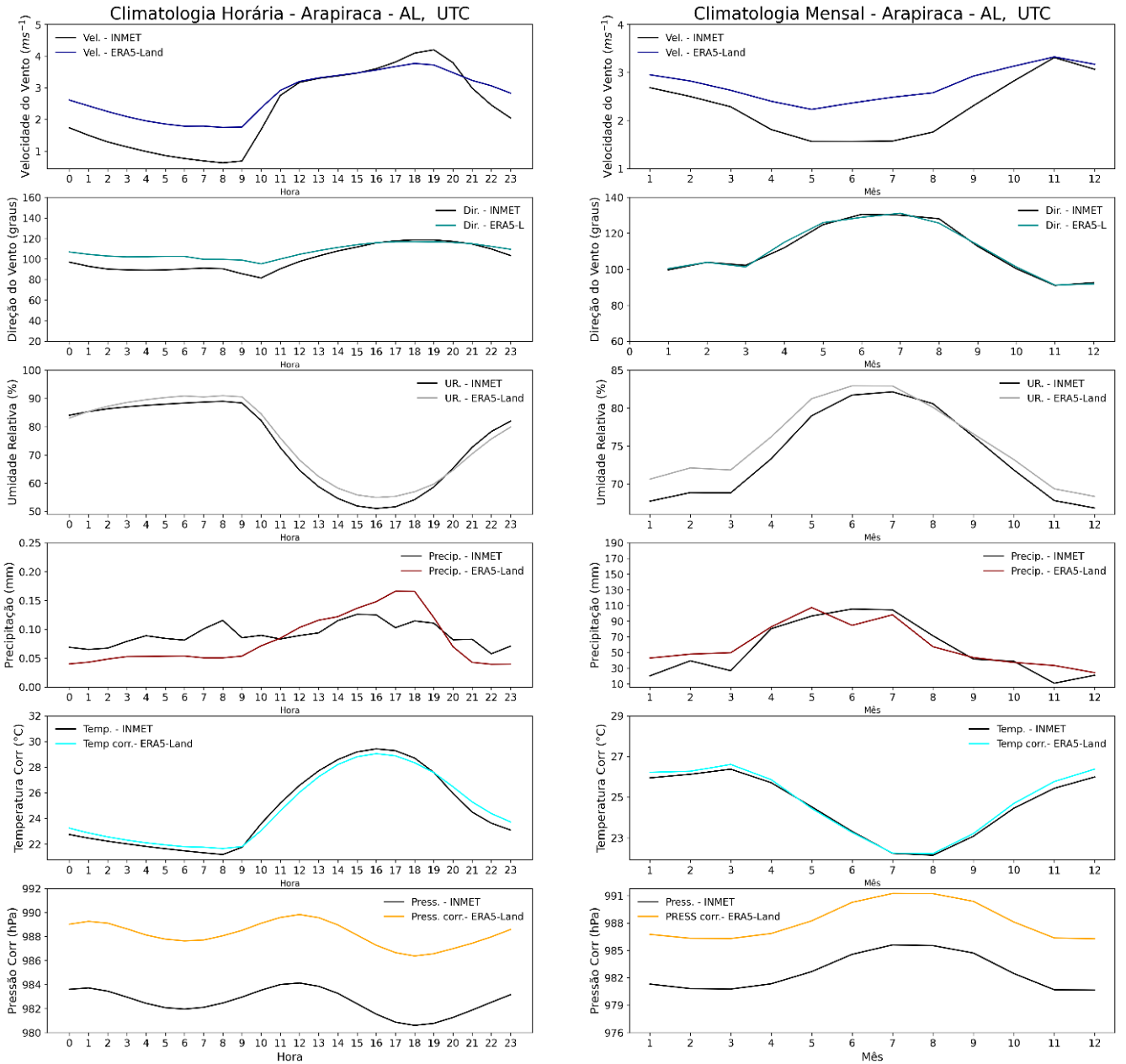


Figura B2 – Como na Figura B1, mas para a estação de Arapiraca. Fonte: Autor, 2021.

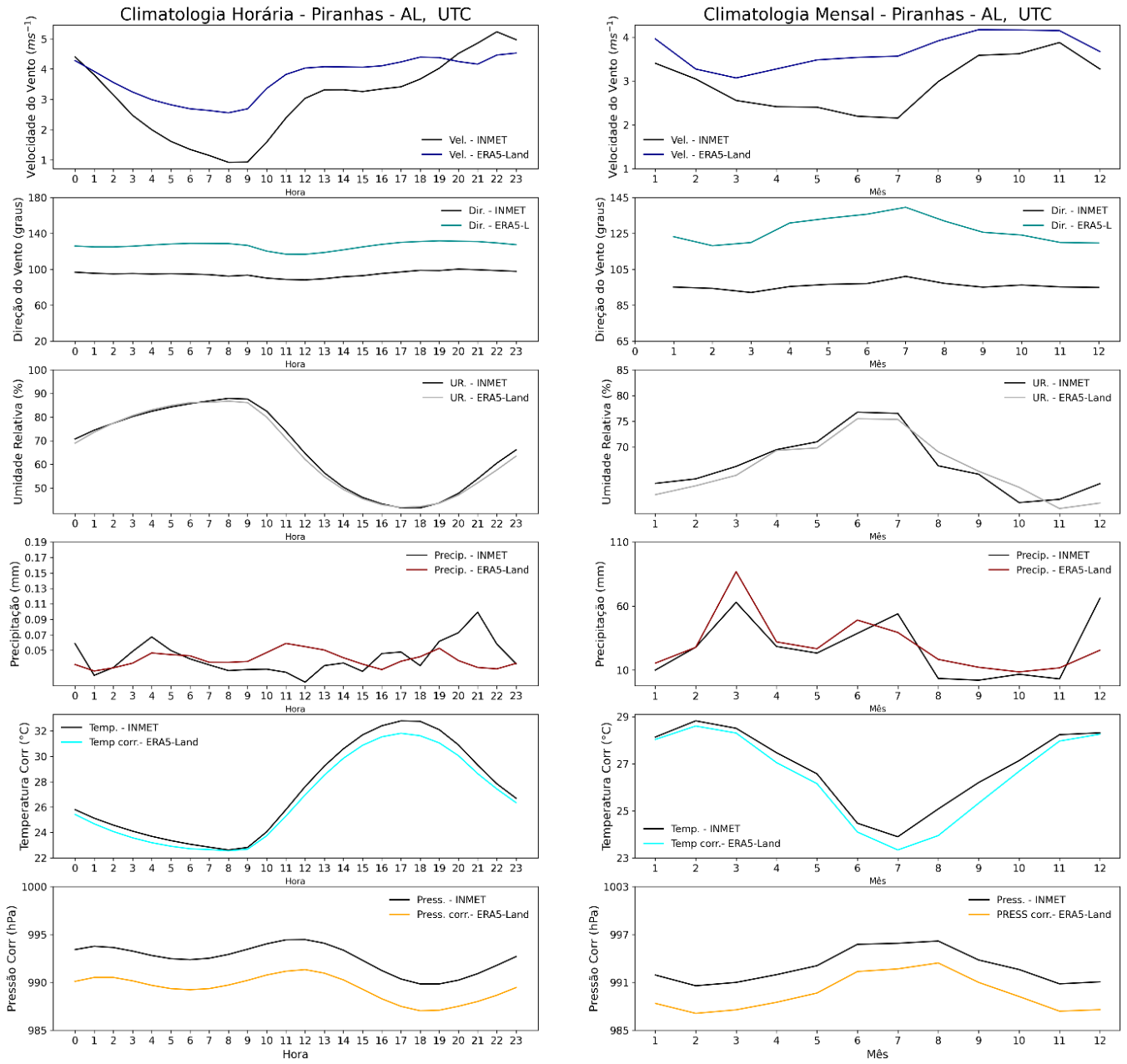


Figura B3 – Como na Figura B1, mas para a estação de Piranhas. Fonte: Autor, 2021.

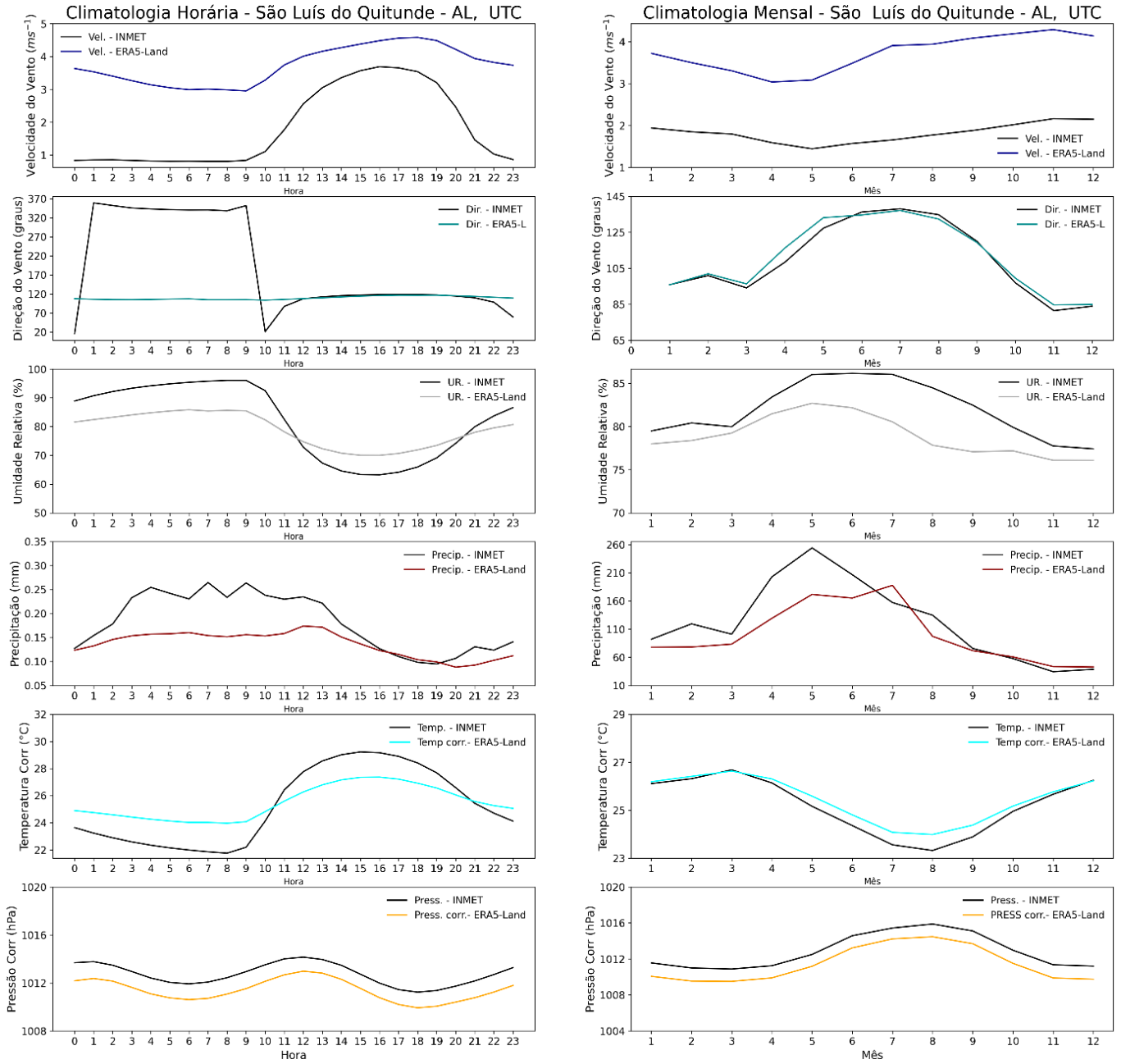


Figura B4 – Como na Figura B1, mas para a estação de SLQ. Fonte: Autor, 2021.

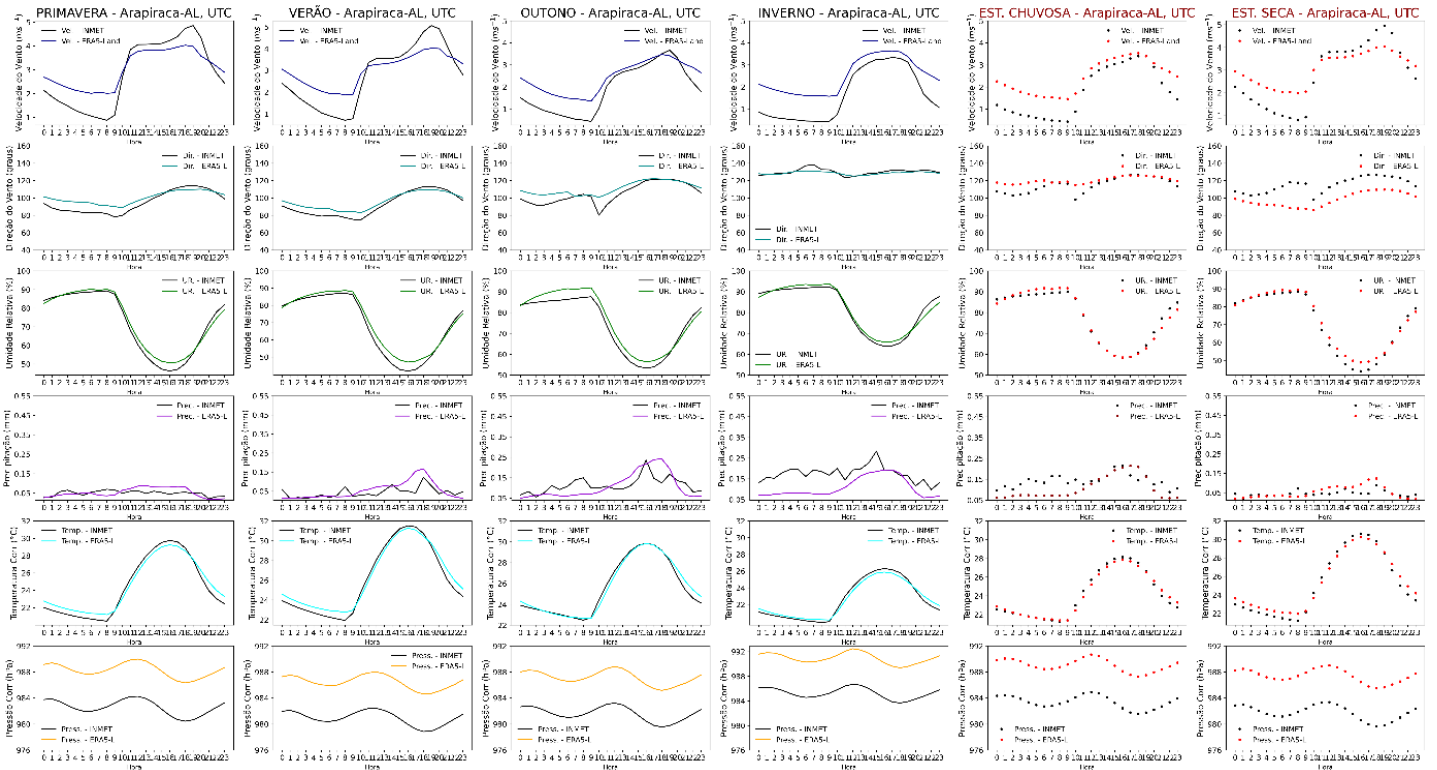


Figura B5 – Climatologia sazonal do ciclo horário (Primavera, Verão, Outono e Inverno) para a estação de Arapiraca, das variáveis: velocidade do vento (m/s), direção do vento (deg), umidade relativa (%), precipitação (mm), temperatura (°C) e pressão (hPa). Hora em UTC (hora local é UTC-3). Fonte: Autor, 2021

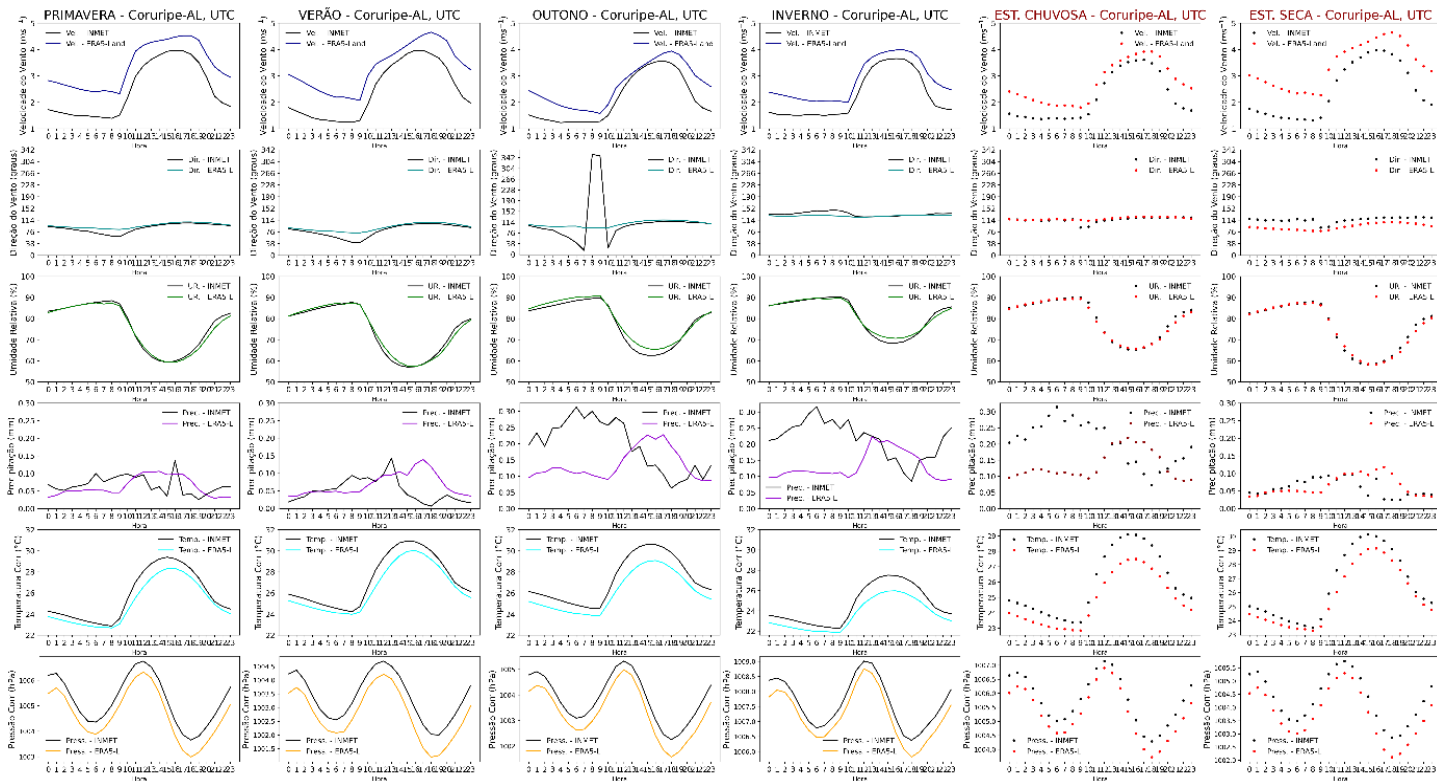


Figura B6 – Como na Figura B5, mas para a estação de Coruripe. Fonte: Autor, 2021.

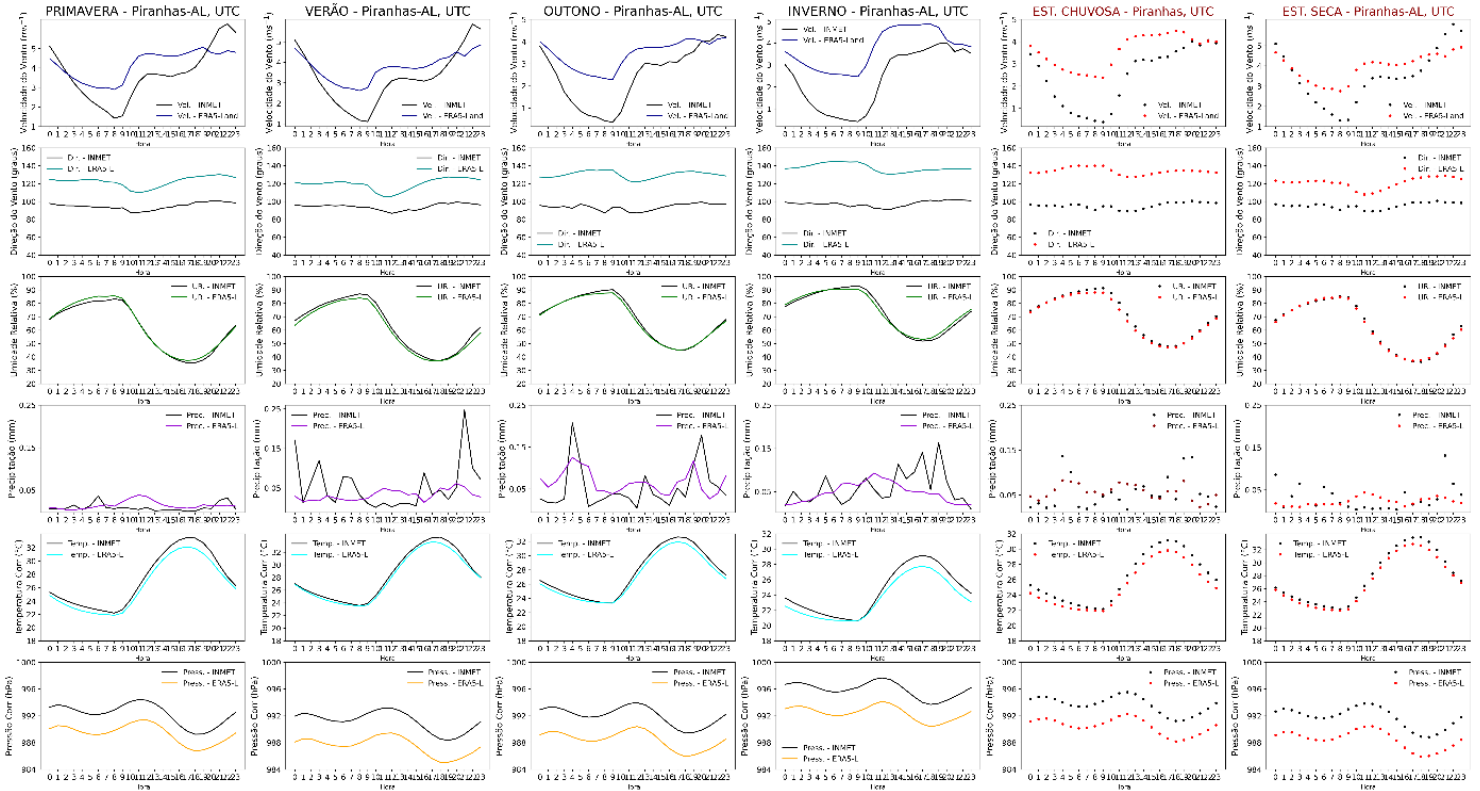


Figura B7 – Como na Figura B5, mas para a estação de Piranhas. Fonte: Autor, 2021.

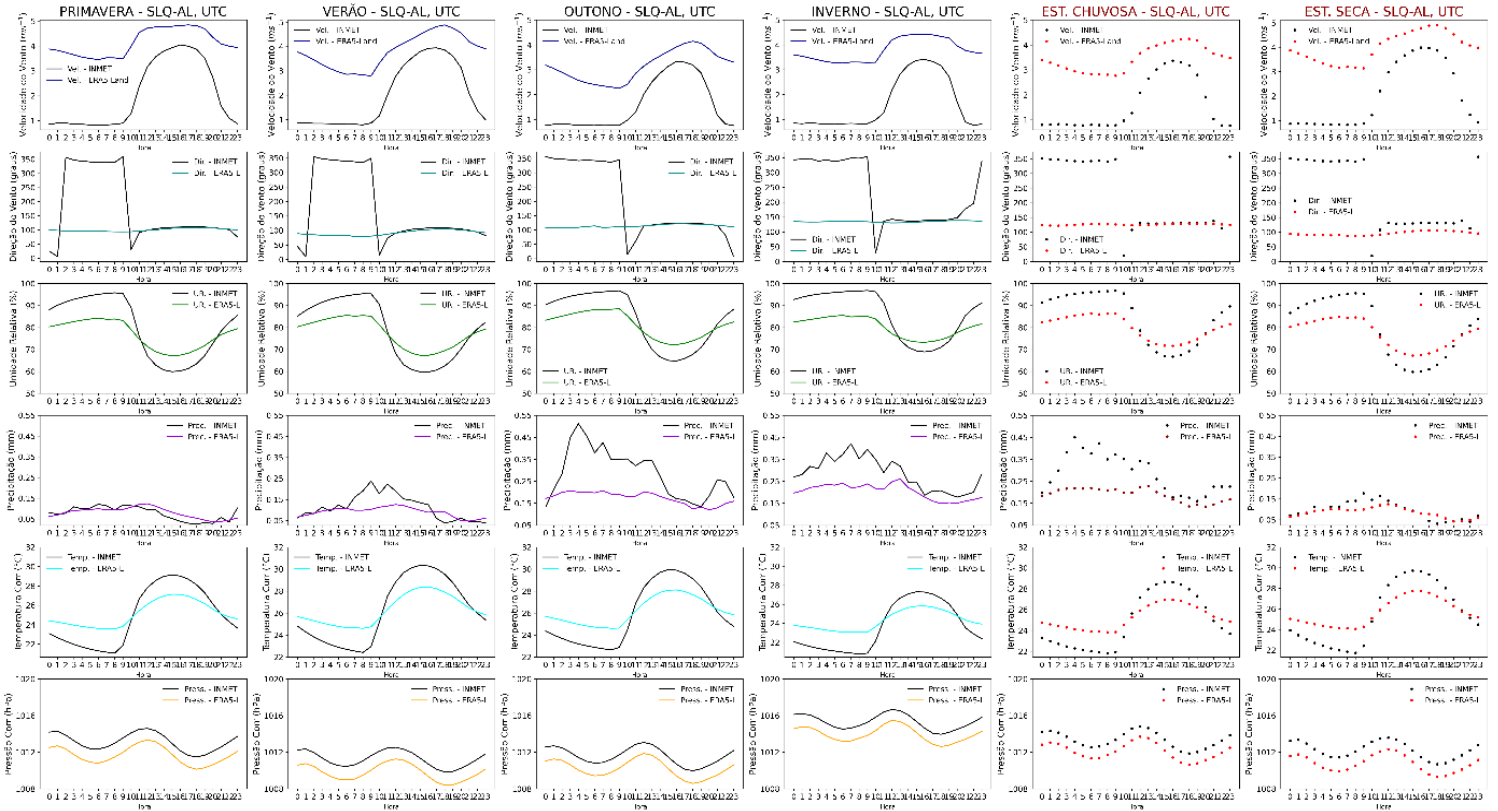


Figura B8 – Como na Figura B5, mas para a estação de SLQ. Fonte: Autor, 2021.

APÊNDICE C – ESCALA DE BEAUFORT

Tabela 3 - Escala de Beaufort

Escala Beaufort

Código	Intensidade (nós)	Descrição	Descrição (Inglês)
0	< 1	Calmaria	Calm
1	1 – 3	Bafagem	Light Air
2	4 – 6	Aragem	Light Breeze
3	7 – 10	Fraço	Gentle Breeze
4	11 – 16	Moderado	Moderate Breeze
5	17 – 21	Fresco	Fresh Breeze
6	22 – 27	Muito Fresco	Strong Breeze
7	28 – 33	Forte	Near Gale
8	34 – 40	Muito Forte	Gale
9	41 – 47	Duro	Severe Gale
10	48 – 55	Muito Duro	Storm
11	56 – 63	Tempestuoso	Violent Storm
12	> 63	Furacão	Hurricane

Fonte: Marinha do Brasil, 2021