

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

RUANY GOMES XAVIER MAIA

PADRÕES DE ESCOAMENTO DO VENTO NA REGIÃO METROPOLITANA DE
MACEIÓ

MACEIÓ, AL
2016

RUANY GOMES XAVIER MAIA

PADRÕES DE ESCOAMENTO DO VENTO NA REGIÃO METROPOLITANA DE
MACEIÓ

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia no Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra

MACEIÓ, AL

2016

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

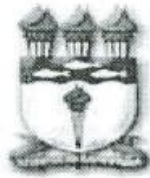
M217p Maia, Ruany Gomes Xavier.
Padrões de escoamento do vento na região metropolitana de Maceió / Ruany
Gomes Xavier Maia. – 2016.
99 f. : il.

Orientador: Roberto Fernando da Fonseca Lyra.
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas.
Instituto de Ciências Atmosféricas. Programa de Pós-Graduação em
Meteorologia. Maceió, 2016.

Bibliografia: f. 94-99.

1. Ventos. 2. Micrometeorologia. 3. Climatologia urbana. 4. WAsP (Wind
Atlas analysis and Application Program). I. Título.

CDU: 551.58



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

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-135.

***“PADRÕES DE ESCOAMENTO DO VENTO NA REGIÃO METROPOLITANA DE
MACEIÓ”***

Ruany Gomes Xavier Maia

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Prof. Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra
(Orientador)

Profa. Dra. Gianna Melo Barbirato
(Membro Interno)

Prof. Dr. Washigton Luiz Félix Correia Filho
(Membro Externo-UFRN)

MARÇO/2016

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Roberto F.F. Lyra, pelas ideias, incentivo, dedicação e paciência ao longo de todo o trabalho, sem o qual não seria possível sua conclusão.

À Prof. Dra. Gianna Melo Barbirato, membro da banca, por ter aceito o convite, pelo tempo dedicado e por suas sugestões e incentivo.

Ao Prof. Dr. Washington Luiz Felix Correia Filho, membro da banca, por ter aceito o convite, pelo tempo dedicado e por suas sugestões e inúmeras ideias.

Ao Diogo Ramos, pelo apoio que serviu como base fundamental ao progresso deste trabalho.

Aos amigos meteorologistas Diva Cordeiro e Marney Amorim, pela amizade e suporte 24 horas.

Ao Frederico Zica, pelo incentivo e companheirismo.

Aos amigos Eliel Silva, Joilson Porto (Jojo da Bahia) e João Tadeu pela amizade e momentos de alegria em Belo Horizonte.

Aos amigxs Raphaella Barbosa, Hyllane Salgueiro, Dalton Bernardino, Aleochi Carvalho, Carolina Lins, André Costa, Lívia Manuela, Mariana Duarte e Carolina Correia, que contribuíram direta e indiretamente nessa etapa.

À minha mãe, Rosa Virgínia, pelo apoio incondicional.

RESUMO

O estudo do escoamento do vento em ambiente urbano é de grande importância nas mais diversas áreas, não se restringindo apenas à Meteorologia. Maceió encontra-se atualmente em acelerado processo de expansão demográfica e urbana. No entanto, são escassas as políticas públicas urbanas na cidade. As condições particulares do meio ambiente urbano modificam substancialmente o clima local, criando um clima urbano particular através de alterações complexas na superfície. Diante da necessidade de entender a relação entre a climatologia dos ventos de Maceió e sua relação com o ambiente urbano, foi elaborado um panorama geral do escoamento do vento na cidade, levando em consideração a influência que a malha urbana exerce nesse processo. A partir de uma série de 10 anos de dados (2003-2012), foram analisadas suas características de direção e velocidade através de análise estatística e utilização de modelo de microescala. Constatou-se que o regime dos ventos em Maceió é governado pela circulação de grande escala dos alísios e pela circulação local das brisas marítima e terrestre. Também foi observada a ocorrência de brisa urbana. Os ventos são predominantemente de E e SE, o que varia sazonalmente de acordo com o posicionamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul ao longo do ano. Sua direção varia também em ciclos diários, com predomínio de ventos diurnos de E e noturnos de N e NE durante o período mais seco, e ventos diurnos de SE e noturnos de W e NW no período mais chuvoso. A intensidade dos ventos também varia sazonal e diariamente, sendo mais forte no período mais seco e durante o dia, e mais branda no período chuvoso e à noite. Nos períodos seco e chuvoso, foi observada a ocorrência de brisa urbana durante a manhã. No modelo de microescala *WAsP*, foi feita a análise espacial do vento, sendo observada a influência da topografia e rugosidade da cidade no seu escoamento médio. Observou-se que a maior rugosidade da cidade exerce um efeito de frenagem no vento que chega pela costa. Em algumas áreas, a topografia provocou aceleração na velocidade do vento. Houveram áreas de estagnação do vento entre sua parte baixa e alta e também nas grotas que entremeiam a parte alta da cidade.

Palavras-chave: Vento, Micrometeorologia, Climatologia Urbana, *WAsP*.

ABSTRACT

The wind flow study in an urban environment is of great importance in many areas, not limited only to the Meteorology. Maceio currently lies in accelerated process of demographic and urban expansion. However, urban public policies in the city are scarce. The particular conditions of the urban environment substantially modify the local climate, creating a particular urban climate through complex changes in the surface. Faced with the need to understand the relationship between the wind climatology of Maceió and its relation to the urban environment, it was prepared an overview of the wind flow in the city, taking into account the influence that the urban environment plays in this process. From a series of 10 years of data (2003-2012), the characteristics of wind direction and speed were analysed through statistical analysis and use of microscale model. It was found that the large-scale circulation of the trade winds and the local-scale circulation of sea and land breezes govern the wind regime in Maceió. The occurrence of urban breezes was also observed. The winds are predominantly from E and SE, which varies seasonally according to the positioning of the South Atlantic Subtropical High throughout the year. Its direction also varies in daily cycles, with a predominance of winds from E during the day and N and NE winds during the night along the dry season. In the rainy season, SE winds prevail during the day and W and NW at night. The intensity of the winds also varies seasonally and daily, being stronger in the dry season and during the day and milder in the rainy season and at night. In microscale model WAsP, spatial analysis of the wind was made and it was analysed the influence of city topography and roughness in its average flow. It was observed that the greater roughness of the city exerts a braking effect on the wind that reaches the coast. In some areas, the topography caused acceleration in wind speed. There were wind stagnation areas between the lower and upper part of the city and in the valleys that intersperse the uptown.

Keywords: Wind, Micrometeorology, Urban Climatology, *WAsP*.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Representação do modelo de Circulação Geral da Atmosfera.....	17
Figura 2 - Esquema de Brisas Marítima e Terrestre.....	18
Figura 3– Camada Limite Atmosférica e Atmosfera Livre: divisões da Troposfera.....	19
Figura 4 - Perfil vertical do vento sobre diferentes tipos de rugosidade superficial.....	20
Figura 5 – Ciclo diurno médio da velocidade do vento em várias alturas durante o experimento Wangara.....	22
Figura 6 - Evolução temporal da Camada Limite Atmosférica.....	23
Figura 7 – Estrutura da camada de ar sobre a cidade.....	26
Figura 8 – Localização geográfica de Maceió no Brasil e no Estado de Alagoas e o detalhe da área urbana do município.....	29
Figura 9 – Divisão geomorfológica da zona urbana de Maceió.....	30
Figura 10 – Loteamentos aprovados e registrados na cidade de Maceió até 2004.....	31
Figura 11– Valores mensais das temperaturas média máxima, média mínima e média, de acordo com os dados das Normais Climatológicas de Maceió.....	32
Figura 12– Valores mensais de temperatura média máxima e umidade relativa do ar, de acordo com os dados das Normais Climatológicas de Maceió.....	33
Figura 13 – Valores mensais de precipitação acumulada e insolação, de acordo com os dados das Normais Climatológicas de Maceió.....	33
Figura 14 – Esquematização do funcionamento do WAsP.....	41
Figura 15 – Ilustração de como a rugosidade é interpretada pelo WAsP.....	42
Figura 16 – Imagem de satélite ilustrando os arredores da área de estudo e delimitando o domínio WAsP com pontos para localização: branco – Aeroporto Zumbi dos Palmares (estação meteorológica utilizada neste trabalho); azul – Maceió; verde – Coqueiro Seco; vermelho – Santa Luzia do Norte. Abaixo, área de estudo, dados de relevo e rugosidade aplicados.....	44
Figura 17 – Ciclos diários médios mensais da velocidade do vento referente ao período 2003-12, calculado pelos métodos vetorial e aritmético.....	51

Figura 18 – Ciclo diário médio interanual da velocidade do vento referente ao período 2003-12, calculado pelos métodos vetorial e aritmético, dividido em 2003-2007 e 2008-2012.	53
Figura 19 - Ciclo diário médio mensal da velocidade do vento referente ao período 2003-12, calculado pelo método aritmético, com e sem calmaria.	54
Figura 20 – Distribuição de frequência mensal da magnitude das medições de velocidade do vento, referente ao período 2003-12.	56
Figura 21 – Ciclos diários médios mensais da direção do vento referente ao período 2003-12, sobreposto ao ciclo diário médio mensal da velocidade do vento, calculado pelos métodos vetorial e aritmético.	58
Figura 22 – Ciclo diário médio interanual da direção do vento referente ao período 2003-12, dividido em 2003-2007 e 2008-2012.	61
Figura 23 – Distribuição de frequência mensal das medições de direção do vento, referente ao período 2003-12.	63
Figura 24 - Direção (setas) e magnitude (colorido) do vento em 850 hPa no (a) verão e (b) inverno. Médias calculadas a partir da reanálise do NCEP/DOE (KANAMITSU <i>et al.</i> 2002) no período de 1979 a 2008.	64
Figura 25 – Rosas dos ventos médias mensais elaboradas com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012 através do modelo WAsP.	67
Figura 26 – Rosa dos ventos média anual elaborada com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012 através do modelo WAsP e respectivas frequências por setor.	69
Figura 27 – Rosas dos ventos médias referentes ao período chuvoso (abril a julho) dividida em turnos elaboradas através do modelo WAsP.	73
Figura 28 – Rosas dos ventos médias referentes ao período seco (outubro a janeiro) dividida em turnos elaboradas através do modelo WAsP.	75
Figura 29 – Rosas dos ventos médias referentes ao período seco (outubro a janeiro) dividida em turnos elaboradas através do modelo WAsP.	76
Figura 30 – Imagem de satélite ilustrando os arredores da área de estudo e delimitando o domínio WAsP; destaque para a área do domínio WAsP com pontos para localização: branco – Aeroporto Zumbi dos Palmares (estação meteorológica utilizada neste trabalho); azul – Maceió; verde – Coqueiro Seco; vermelho – Santa Luzia do Norte.	77

Figura 31 – Mapa do vento médio mensal a 10 metros de altura elaborados através do modelo WAsP com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012. A figura superposta em cinza representa a rosa dos ventos correspondente ao mês e está no local da estação meteorológica utilizada.	78
Figura 32 – Vento médio mensal a 10 metros de altura obtido através do modelo WAsP com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012.....	80
Figura 33 – Mapa do vento médio anual a 10 metros de altura elaborados através do modelo WAsP com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012; do lado direito imagem de satélite da área do domínio WAsP com pontos para localização: branco – Aeroporto Zumbi dos Palmares (estação meteorológica utilizada neste trabalho); azul – Maceió; verde – Coqueiro Seco; vermelho – Santa Luzia do Norte. A figura superposta em cinza representa a rosa dos ventos correspondente ao mês e está no local da estação meteorológica utilizada.	81
Figura 34 – Setorização da orla de Maceió com destaque ao posicionamento das vias costeiras em cada setor.	83
Figura 35 – Mapa do vento médio anual a 10 metros de altura elaborados através do modelo WAsP com os dados observados referentes ao período 2003 - 2012 com setas sinalizando as áreas com maiores velocidades médias (seta vermelha – Fernão Velho; preta – Bebedouro; marrom – Coqueiro Seco; laranja – Setor Nordeste). A figura superposta em cinza representa a rosa dos ventos correspondente ao mês e está no local da estação meteorológica utilizada.	87
Figura 36 – Mapa do vento médio anual em diversos níveis de altura elaborados através do modelo WAsP com os dados observados referentes ao período 2003 - 2012. A figura superposta em cinza representa a rosa dos ventos correspondente ao mês e está no local da estação meteorológica utilizada.	88
Figura 37 – Perfil da diferença entre o vento em superfície (mínimo) e no topo da Camada Limite Superficial (máximo).....	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Normais Climatológicas de Maceió (1961 – 1990).....	34
Tabela 2 – Valores de Z_0 adotados pelos modelos de rugosidade de <i>WAsP</i> para cada tipo de superfície de terreno.....	43
Tabela 3 – Fluxo médio do calor superficial <i>Hoff</i> e seu desvio padrão <i>Hrms</i> definidos como padrão no <i>WAsP</i>	47
Tabela 4 – Coordenadas geográficas da torre anemométrica, suas equivalentes coordenadas UTM e respectiva zona.....	48
Tabela 5 – Configuração das coordenadas UTM do domínio do <i>RGrid</i>	48
Tabela 6 – Classificação decrescente da frequência mensal da magnitude da velocidade do vento, referente ao período 2003-12, com realce em vermelho para o período seco e azul para o período chuvoso.....	57
Tabela 7 – Especificação das direções utilizadas e seus respectivos intervalos angulares.....	57
Tabela 8 – Classificação decrescente da frequência mensal da direção do vento, referente ao período 2003-12.	65
Tabela 9 – Distribuição de frequência da direção do vento por setor.	67
Tabela 10 – Velocidades médias mensais e anuais do vento ($m.s^{-1}$) por setor, referentes ao período 2003-12.	70
Tabela 11 - Distribuição de frequência (%) do vento por setor durante o período chuvoso (abril a julho), divididos em turnos.....	72
Tabela 12 – Distribuição de frequência do vento por setor durante o período seco (outubro a janeiro), divididos em turnos.....	74
Tabela 13 – Distribuição de frequência dos ventos de NW por hora no período da manhã.	76
Tabela 14 – Velocidades mínimas e máximas mensais ($m.s^{-1}$) obtidas nas simulações do modelo <i>WAsP</i> e subtração entre velocidade máxima e mínima.....	80
Tabela 15 – Velocidades mínimas e máximas ($m.s^{-1}$) em diversos níveis obtidas nas simulações do modelo <i>WAsP</i> e subtração entre velocidade máxima e mínima.	90

LISTA DE ABREVIATURAS, ACRÔNIMOS E SIGLAS

AL	Atmosfera Livre
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CIU	Camada Intra-Urbana
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLN	Camada Limite Noturna
CLS	Camada Limite Superficial
CLU	Camada Limite Urbana
CM	Camada de Mistura
CM	Componente Meridional
CZ	Componente Zonal
CR	Camada Residual
CT	Camada de Transição
E	Leste
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INFRAERO	Empresa Brasileira de Infraestrutura Aeroportuária
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
MDE	Modelo Digital de Elevação
<i>METAR</i>	<i>METeorological Aerodrome Report</i>
N	Norte
NE	Nordeste
NW	Noroeste
NEB	Nordeste Brasileiro
SAGA®	System for Automated Geoscientific Analysis
<i>RGrid</i>	<i>Resource Grid</i>
S	Sul
SCL	Sub-Camada Laminar
SCV	Sub-Camada Viscosa
SE	Sudeste
SIG	Sistema de Informações Geográficas

SMCCU	Secretaria Municipal de Controle do Convívio Urbano
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SW	Sudoeste
UBL	<i>Urban Boundary Layer</i>
UCL	<i>Urban Canopy Layer</i>
UTM	Universal Transversa de Mercator
W	Oeste
WAsP	<i>Wind Atlas Analysis and Application Program</i>
ZE	Zona de Entranhamento

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
2	REVISÃO DE LITERATURA.....	16
2.1	Vento e circulação geral da atmosfera.....	16
2.2	Camada Limite Atmosférica.....	19
2.3	Estrutura da CLA.....	22
2.4	Clima Urbano e Camadas Atmosféricas Urbanas.....	25
3	METODOLOGIA.....	29
3.1	Maceió – Caracterização do ambiente de estudo.....	29
3.2	Características climáticas de Maceió.....	32
3.3	Descrição e tratamento dos dados utilizados.....	36
3.3.1	Cálculo da velocidade e direção média do vento.....	36
3.4	Sistemas de Informações Geográficas.....	39
3.5	Modelo de Microescala – WAsP.....	40
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	49
4.1	Variações Interanuais.....	49
4.1.1	Velocidade do Vento.....	49
4.1.2	Direção do Vento.....	57
4.2	Resultados do modelo de microescala.....	66
4.2.1	Direção do vento.....	66
4.2.2	Distribuição espacial da velocidade do vento.....	76
5	CONCLUSÃO.....	92
	Referências Bibliográficas.....	94

1 INTRODUÇÃO

O estudo do vento é de grande importância nas mais diversas áreas, não se restringindo apenas à Meteorologia. Suas aplicações se dão na Arquitetura, nas Engenharias, no estudo do potencial eólico de uma região e seu posterior uso como fonte de energia renovável, nos setores de navegação marítima e aeronáutica, nos estudos de dispersão de poluentes, dentre outros, sendo clara a interdisciplinaridade desta variável.

A cidade de Maceió encontra-se atualmente em acelerado processo de expansão. De 1940 até hoje, sua população se multiplicou, passando de 80.045 habitantes a 932.748 habitantes, de acordo com dados do último Censo (IBGE, 2010). Sua densidade demográfica é de aproximadamente 1.854,10 hab/km², ficando em 13º lugar dentre as mais povoadas do Brasil. Desde meados do século XIX, a cidade se configurou como polo centralizador do estado, o que fortaleceu o fluxo migratório de pessoas de municípios interioranos a procura de melhores oportunidades de emprego. Esse fator é um dos responsáveis pelo contínuo processo de ocupação desordenada do solo urbano. No cenário atual de expansão, existe uma tendência de ocupação dos bairros do litoral Norte da cidade, como Riacho Doce e *Ipioca*, onde se evidencia a valorização imobiliária com a criação de hotéis e resorts de grande porte na região. Outra região em expansão se situa nos bairros do alto tabuleiro, com a construção de conjuntos habitacionais para a população de baixa renda. Os bairros mais consolidados, na planície litorânea ou na região do tabuleiro mais próxima ao oceano e a Lagoa Mundaú, encontram-se densamente ocupados e são alvos de forte especulação imobiliária (BARBOSA, 2005). Apesar do intenso fluxo de expansão da malha urbana, são escassas as políticas públicas urbanas na cidade de Maceió.

O clima urbano é uma modificação substancial de um clima local, resultado das condições particulares do meio ambiente urbano, seja pela sua forma e geometria, densidade urbana, vegetação, níveis de água, rugosidade, ocupação do solo, orientação, permeabilidade ou propriedades dos materiais constituintes, entre outros fatores (OKE, 1996; SHISHEGAR, 2013). A cidade modifica o clima através de alterações complexas na superfície, podendo alterar a ventilação, umidade e precipitações, resultando, na maioria das vezes, em condições adversas (LOMBARDO, 1997). Estes fatores justificam a necessidade de informações climáticas auxiliares nas intervenções urbanas (BARBIRATO et al., 2000).

Em clima tropical, o vento desempenha papel importante na qualidade e conforto ambiental das cidades. Além de ser responsável pela dispersão de poluentes, em áreas urbanas tropicais os fluxos de ar favorecem as trocas térmicas entre o corpo humano e o ambiente, sendo a ventilação uma estratégia bioclimática eficiente para a obtenção do controle térmico e conforto humano (BITTENCOURT et al., 2006). A previsão do escoamento dos fluxos de ar diante da mudança do uso do solo poderia evitar os efeitos negativos de uma ocupação urbana inadequada tais como a ocupação e o adensamento de áreas que naturalmente não apresentam boa ventilação, a implantação de áreas industriais e equipamentos de grande porte e a alteração de padrões de uso do solo (FERREIRA, 2009).

Diante da necessidade de representação da cidade enquanto um modelo para auxílio à prática do planejamento, aliada à necessidade de investigação do clima para a melhoria da qualidade de vida no ambiente urbano, o presente trabalho tem como objetivo principal a criação de um panorama geral do escoamento do vento na cidade de Maceió, levando em consideração a influência que a malha urbana exerce nesse processo. Serão analisadas suas características de direção e velocidade a partir de um conjunto de 10 anos de dados (2003 à 2012), sendo averiguado seu comportamento médio mês a mês e quais os sistemas meteorológicos governam esse ciclo. A partir do modelo de microescala *WAsP*, será feita a sua análise espacial, sendo observada a influência da topografia e rugosidade da cidade no seu escoamento médio.

Dentre outras aplicações, os resultados observados podem ser úteis em estudos de ventilação urbana e conforto ambiental, dispersão de poluentes e também na avaliação do potencial eólico da cidade.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Vento e circulação geral da atmosfera

O aquecimento desuniforme da atmosfera terrestre creditado, entre outros fatores, à orientação dos raios solares e aos movimentos da Terra (SILVA, 2008), resulta em regiões com diferentes valores de pressão atmosférica. Para o equilíbrio desses gradientes barométricos, o ar desloca-se de uma região de alta para uma de baixa pressão, dando origem ao que conhecemos como vento (BORBA, 2005).

A radiação solar é a principal fonte de energia terrestre, fundamental na manutenção dos processos atmosféricos, tendo sua incidência direta afetada pela presença de nebulosidade, aerossóis, vapor d'água e outros componentes atmosféricos. Sua distribuição possui padrões espaciais e temporais diferentes, variando devido à inclinação do eixo de rotação da terra e por sua geometria (LIOU, 2002). Isto implica em regiões da atmosfera com distintos padrões termodinâmicos, criando, assim, fenômenos meteorológicos e células de circulação de ar desde a microescala até a escala planetária (HOLTON, 2004).

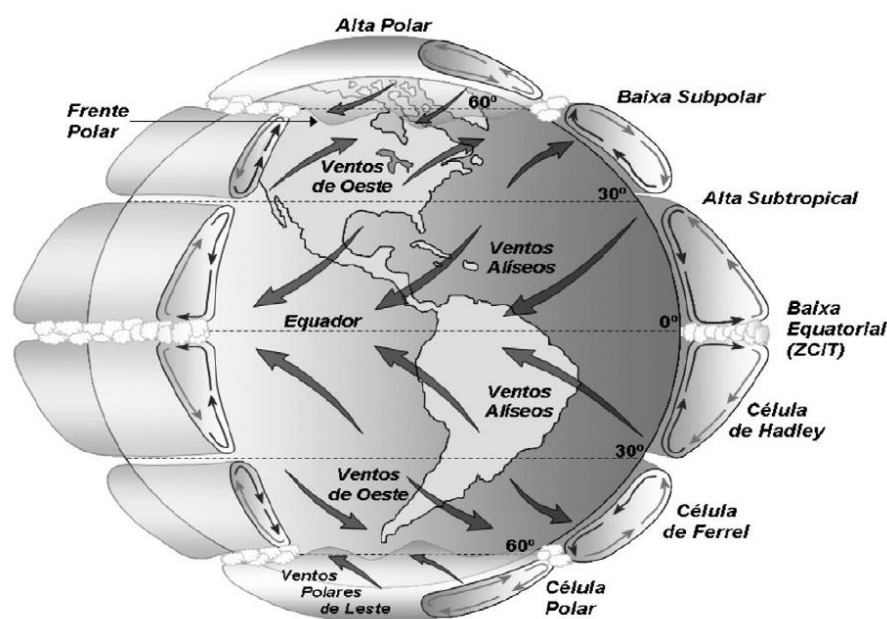
A circulação geral da atmosfera é composta por circulações zonais e meridionais em diferentes escalas temporais e espaciais. Ocorre desde a escala micrometeorológica, com fluxos de momentum, calor e massa da superfície em forma de pequenos turbilhões até formação de grandes sistemas sinóticos cujo diâmetro ultrapassa em milhares de quilômetros (AYOADE, 1998).

Devido a maior incidência solar sobre a região tropical, com sua diminuição em direção aos polos, formam-se zonas com diferentes gradientes de pressão, o que resulta em três grandes células de circulação meridional, conhecidas como “modelo de três células”, composto pelas células de Hadley, Ferrell e Polar (Figura 1). Existe também uma circulação zonal conhecida como Célula de Walker que, combinada com a Célula de Hadley, forma sistemas convectivos na faixa equatorial terrestre (RAMOS, 2012). Estas células são fundamentais no transporte de calor e umidade dos trópicos para as regiões subtropicais e polares, sendo responsáveis pela formação dos ventos planetários ou constantes que podem ser classificados em:

- Alísios: ventos que sopram dos trópicos para o Equador, em baixas altitudes;

- **Contra-Alísios:** ventos que sopram do Equador para os pólos, em altas altitudes;
- **Ventos de Oeste:** ventos que sopram dos trópicos para os pólos;
- **Polares:** ventos frios que sopram dos pólos para as zonas temperadas (SILVA, 2008).

Figura 1 - Representação do modelo de Circulação Geral da Atmosfera.



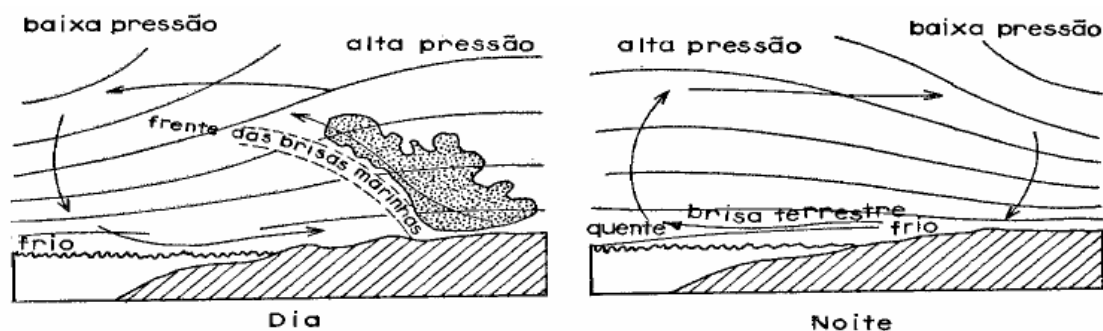
Fonte: Martins, Guarnieri e Pereira, 2008.

Na faixa central dos trópicos ocorre a convergência dos ventos alísios, que são decorrentes à força de Coriolis, e que contribuem na precipitação na região costeira ao norte do Nordeste, e os alísios de sudeste para o litoral leste do Nordeste (PERSSON, 2006).

Em menor escala, os ventos locais são fortemente influenciados pelas condições de superfície, principalmente vegetação, relevo e obstáculos. Um tipo de circulação local que pode ocorrer desde a micro até a mesoescala são as brisas. Os principais tipos de brisas são as que ocorrem entre continente-oceano e vale-montanha (Figura 2). A brisa terrestre e a brisa marítima são sistemas locais de circulação do ar resultado da diferença barométrica entre continente e oceano. Durante o dia, a superfície continental se aquece mais rapidamente que o oceano, resultando no deslocamento de ar da região de alta pressão atmosférica (oceano, com

menor temperatura) para a de baixa pressão (continente, com maior temperatura). No período noturno o processo é invertido, devido a maior capacidade calorífica do oceano, que retém mais calor que o continente, assim, a direção da brisa em superfície será do continente para o oceano. Estas circulações de ar também ocorrem sobre leitos de rios, lagos e demais corpos d'água que possuam uma extensão territorial que possibilite tal processo (ATKINSON, 1981).

Figura 2 - Esquema de Brisas Marítima e Terrestre.



Fonte: Adaptado de Ayoade, 2007.

A brisa de vale e brisa de montanha ocorre em regiões com variação de relevo bem acentuada, e baseia-se em processos térmicos e mecânicos. O aquecimento superficial durante o dia faz o ar se tornar menos denso no vale, assim ascendendo sobre a montanha, processo conhecido como vento anabático, trazendo umidade e calor, condições favoráveis para formação de nuvens no topo da mesma. Durante o período noturno, formam-se os ventos catabáticos, que são aqueles que descendem da montanha como um ar frio e denso, sendo comum no inverno onde o escoamento é canalizado em regiões circundadas de cadeias montanhosas (VIANELLO & ALVES, 2006). Este fenômeno acontece em camadas inferiores da atmosfera, onde a superfície influencia a estrutura do vento. Esta região da baixa troposfera possui características físicas diferentes e diretamente ligadas às condições de superfície (RAMOS, 2012).

A Costa Leste do Nordeste (ENE) está imersa no campo dos ventos alísios, ventos esses que são produzidos por configurações da circulação geral da atmosfera (ramo superficial da célula Hadley-Walker) e são intensificados ou enfraquecidos por circulações locais de mesoescala, como brisas do mar e de terra (BERNARDO & MOLION, 2000). Num estudo realizado por Lyra (1998) verificou-se que, para Alagoas,

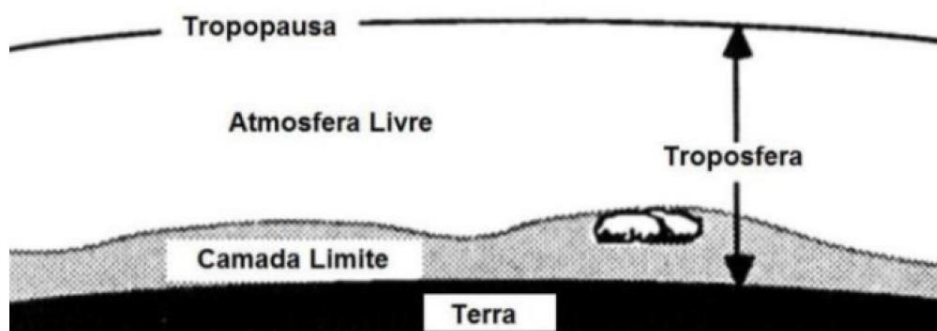
a direção predominante do vento é comandada pelo sistema de grande escala dos ventos alísios.

2.2 Camada Limite Atmosférica

A atmosfera terrestre é um conjunto de gases, partículas e vapor d'água que envolve a superfície terrestre (QUEIROZ, 2008). Sua estrutura vertical é extremamente variável, sendo dividida em camadas de características heterogêneas. A camada mais baixa da atmosfera denomina-se troposfera, estando esta em contato direto com a superfície terrestre. Nela estão presentes os componentes necessários para a vida terrestre como conhecemos e é onde a maioria dos fenômenos meteorológicos ocorre. Caracterizada pelo decréscimo da temperatura com a altitude, numa razão média de $6,5 \text{ }^\circ\text{C/Km}$, sua espessura é variável de acordo com sua localização (trópicos, latitudes médias ou pólos), sofrendo também variações devido às estações do ano (VIANELLO & ALVES, 2000).

A troposfera pode ser subdividida em 2 camadas (Figura 3): a baixa troposfera, conhecida como Camada Limite Atmosférica (CLA), região em contato com a superfície terrestre e que sofre diretamente sua influência; e a alta troposfera, região acima da CLA conhecida como Atmosfera Livre, de fluxo não-turbulento (QUEIROZ, 2008).

Figura 3– Camada Limite Atmosférica e Atmosfera Livre: divisões da Troposfera.



Fonte: Adaptado de Stull, 1988.

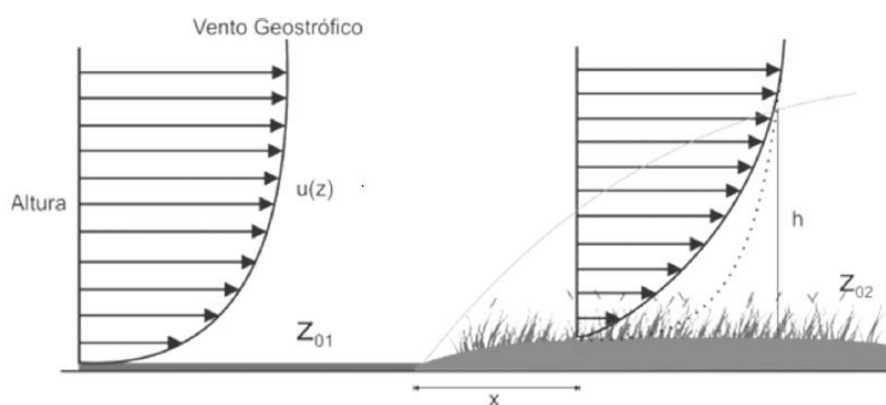
A composição da CLA possui extensão até onde a influência dos parâmetros de superfície se faz sentir, respondendo a estas forçantes em uma escala temporal de segundo a hora. Nela são presentes, dentre outros, fenômenos de transporte de

calor e umidade, fluxos de energia, evaporação e transpiração, e dispersão de poluentes. Sua altura pode ir de alguns metros até 2 a 3 km, dependendo do horário, além do tipo de cobertura da superfície e condições do tempo (STULL, 1988).

O atrito entre o ar em movimento e a superfície da Terra ocasiona uma força de arrastamento com direção e sentido de escoamento contrário, o que reduz sua velocidade. O retardamento do escoamento propaga-se por difusão e diminui sua intensidade com o distanciamento do solo, deixando de ser perceptível a uma determinada altura. Esta camada, onde o escoamento caracteriza-se pela existência de um gradiente vertical de velocidade, constitui, assim, a CLA (SILVA, 2003). Na região mais próxima da superfície, a turbulência mecânica é maior devido à presença de obstáculos, topografia e rugosidade do terreno, influenciando fortemente no deslocamento das parcelas de ar. A velocidade é considerada nula logo acima da superfície devido ao atrito viscoso ser maior (OKE, 1988; STULL, 1988).

Aplicando este conceito na CLA (Figura 4), o vento ao deslocar-se sobre uma superfície com mínimo atrito ao movimento do ar (corpo d'água - Z_{01}), seu perfil vertical $u(z)$ perderá menos energia com o atrito. Ao atingir uma superfície com diferente cobertura superficial (Z_{02}), o perfil é reduzido acentuadamente nos primeiros metros de altura devido a maior fricção. A altura h onde o perfil do vento atinge mesmos valores em ambos os tipos de superfície é função da distância x . A linha tracejada sobre a superfície vegetada indica a perda de energia do vento (RAMOS, 2012). Quando o vento não sofrer mais interferência da rugosidade superficial tenderá ao V_g , sendo este ponto considerado como o topo da CLA (FOKEN, 2008).

Figura 4 - Perfil vertical do vento sobre diferentes tipos de rugosidade superficial.



Fonte: Ramos, 2012.

Considerando uma atmosfera neutra, o perfil vertical do vento sobre uma superfície terrestre pode ser representado usando o logaritmo natural da altura como coordenada vertical, através da equação 1 (OKE, 1988):

$$\bar{u}_z = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (1)$$

Onde:

\bar{u}_z – Velocidade média do vento (m.s^{-1}) na altura z ;

u_* – Velocidade de fricção (m.s^{-1});

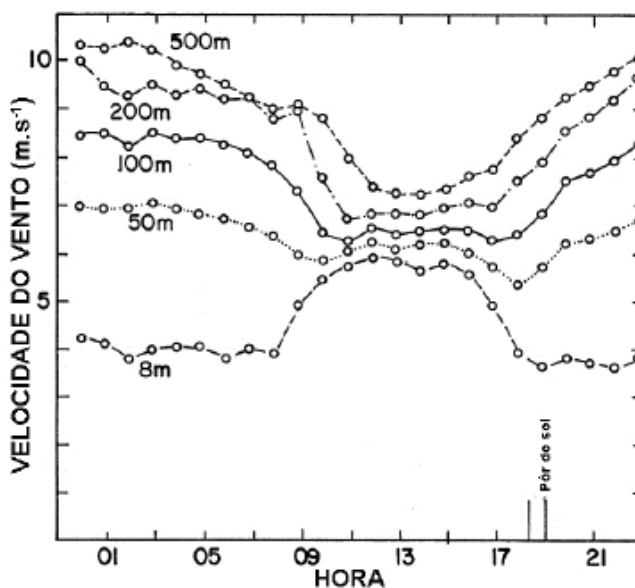
k – Constante de Von Karman;

z_0 – Comprimento de rugosidade (m).

A velocidade de fricção (u_*) e o comprimento de rugosidade (z_0) são termos referentes às características da superfície terrestre, também chamado de parâmetros aerodinâmicos. A obtenção de u_* é realizada através da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (MONIN & OBUKHOV, 1954; FOKEN, 2006), como também por modelos analíticos (LYRA & PEREIRA, 2007). Soluções semianalíticas também têm sido utilizadas para representação do perfil vertical do vento na CLA através de derivações da Equação de Navier-Stokes (BULIGON, 2009), trazendo ainda parâmetros de grande escala do escoamento cinemático, através de termos advectivos não lineares e condições de contorno.

Outra característica importante da CLA é a evolução diurna do vento no seu interior (RAMOS, 2012). A Figura 5 representa o ciclo diurno médio da velocidade do vento, e é diferente para cada ambiente e altura no qual este foi registrado. Nos níveis mais próximos da superfície terrestre, o intervalo de maior magnitude do vento ocorre durante o dia, do amanhecer ao final da tarde. O principal mecanismo para esta condição é o forte gradiente térmico gerado pelo aquecimento superficial. Com o acréscimo de altura, há uma variação neste ciclo, onde o vento no período noturno passa a ganhar velocidade. Em níveis superiores a 50 metros, os efeitos da superfície no vento já são menores, e mecanismos de escala sinótica, como o vento geostrófico, atuam com maior intensidade. Comumente, a evolução diurna do vento é invertida em níveis elevados (de 100 metros ou mais), com maiores velocidades no período noturno (ARYA, 2001).

Figura 5 – Ciclo diurno médio da velocidade do vento em várias alturas durante o experimento Wangara.



Fonte: Adaptado de Arya, 1988.

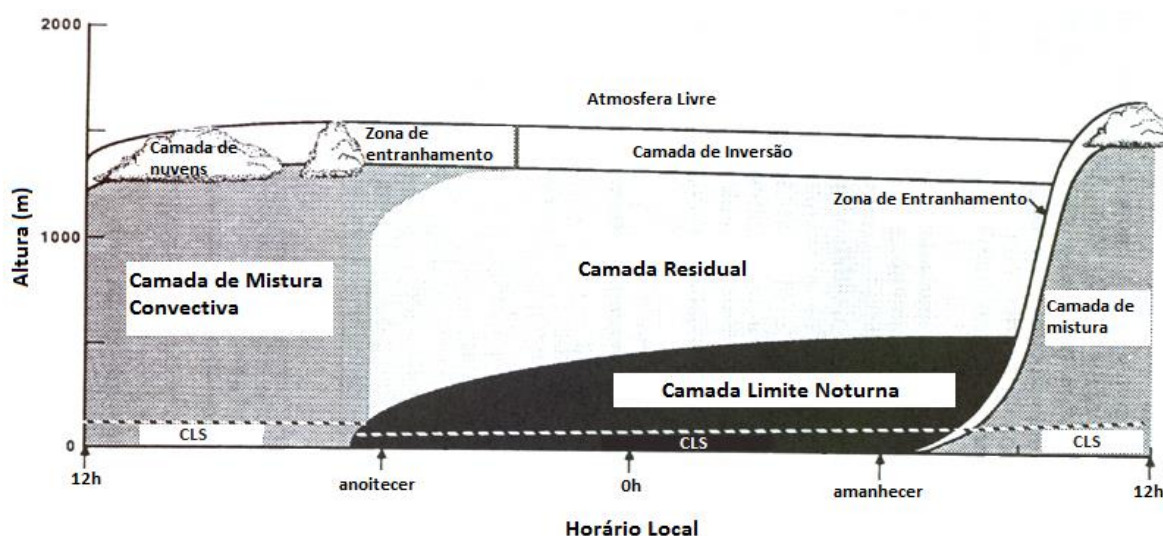
2.3 Estrutura da CLA

Na CLA, observam-se dois padrões diários de evolução (QUEIROZ, 2008):

- Durante o dia: Camada Limite Convectiva (CLC);
- Durante a noite: Camada Limite Noturna ou Estável (CLN ou CLE).

A evolução temporal da Camada Limite Atmosférica (CLA) (Figura 6) é controlada pelos transportes turbulentos induzidos pela diferença de temperatura entre a atmosfera e a superfície terrestre e também pelos ventos em baixos níveis. Pela manhã, com o nascer do sol, o solo irá se aquecer mais rapidamente que o ar acima dele. Ao decorrer do dia, com o aumento da incidência de radiação solar, mais energia é disponibilizada, o que acarreta num maior fluxo. Com isso, a energia que está disponível na superfície é distribuída na forma de calor conduzido ao solo e fluxo latente e sensível, originando movimentos verticais ascendentes que proporcionam o rápido crescimento da CLC.

Figura 6 - Evolução temporal da Camada Limite Atmosférica.



Fonte: Adaptado de Stull, 1988.

A CLC é composta das seguintes camadas:

- **Sub-Camada Laminar ou Viscosa (SCL ou SCV):** está em contato direto com a superfície terrestre; possui alguns milímetros de espessura; nela o escoamento é laminar e a difusão molecular é um importante processo de transferência de calor e massa entre a superfície e o ar atmosférico.
- **Camada Limite Superficial (CLS):** surge a partir da SCL e se estende até cerca de 10% da CLA; nela o fluxo de ar depende principalmente das características da superfície; se caracteriza pela turbulência induzida através de forçantes que atuam sobre ela e em seu contorno inferior, que determinarão a existência de gradientes verticais de temperatura, umidade e velocidade do vento, entre outras grandezas físicas (STULL, 1988).
- **Camada de Mistura (CM):** se estende pelos 90% restantes da CLA; o escoamento de ar nesta camada depende da força de gradiente de pressão, dos efeitos da força de atrito e da rotação da Terra, apresentando uma estrutura turbulenta intensa. O topo da camada é estável e age como uma tampa, impedindo o domínio da turbulência. Esta região é denominada Zona de Entranhamento (ZE) (QUEIROZ, 2008).
- **Camada de Transição (CT):** se localiza entre a CLC e a AL; apresenta uma pequena extensão vertical; conhecida também como Camada de Inversão

Térmica e se caracteriza por intensos gradientes verticais de temperatura e umidade específica.

Após o meio-dia local até o pôr do sol, a energia disponível para convecção começa a diminuir em consequência do decréscimo do ciclo de radiação solar. Neste período a CLC apresenta um crescimento inercial da ordem de 15% (COSTA, 2009). Meia hora antes do pôr do sol, a turbulência térmica responsável pela mistura da CLC deixa de atuar, resultando numa camada localizada acima da Camada Limite Noturna (CLN), a Camada Residual (CR) (QUEIROZ, 2008).

- Camada Residual (CR): apresenta mesmas variáveis e médias de estado da CLA diurna. Possui estratificação neutra e a turbulência existente apresenta intensidade aproximadamente igual em todas as direções. A CR não tem contato direto com a superfície.

A base da CR é transformada por contato com a superfície em uma Camada Limite Estável, também conhecida como Camada Limite Noturna.

- Camada Limite Noturna ou Camada Limite Estável (CLN – CLE): surge ao pôr-do-sol em função do resfriamento da superfície via emissão de ondas longas e permanece durante toda a noite até o início de uma nova camada limite diurna, que ocorre com o nascer do sol. Esta camada apresenta forte estabilidade, motivo pelo qual sua CLS, apesar de existente, não pode ser visualizada analiticamente. Em termos de espessura, se comporta de maneira semelhante à CLA diurna, ou seja, apresenta maior crescimento até por volta da meia noite local, sendo menos significativa deste momento até o nascer do sol, quando uma nova CLA se forma (QUEIROZ, 2008).

O interesse científico em estudar a CLS está relacionado às significativas transferências de momentum, calor sensível, calor latente, gases e aerossóis, entre a superfície da terra e a atmosfera, os quais são vitais à manutenção da vida no planeta e também para o entendimento dos processos meteorológicos e climatológicos que dependem das condições das estruturas da turbulência nessa camada. Nas altitudes mais baixas, os ventos são extremamente influenciados pela superfície, sendo, na CLS, defletidos por obstáculos e retardados pelas rugosidades da topografia. Além

disso, a direção predominante será função do resultado da soma dos efeitos globais, de mesoescala e locais (GISLER, 2009).

2.4 Clima Urbano e Camadas Atmosféricas Urbanas

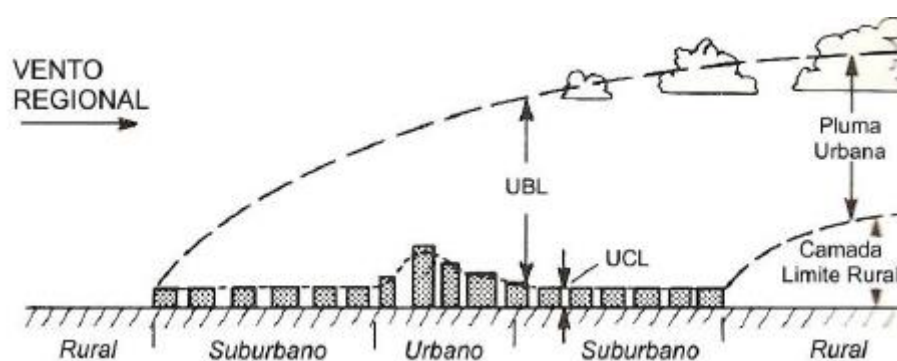
O clima urbano é uma modificação substancial de um clima local, resultado das condições particulares do meio ambiente urbano, seja pela sua rugosidade, ocupação do solo, orientação, permeabilidade ou propriedades dos materiais constituintes, entre outros fatores (OKE, 1996). A cidade modifica o clima através de alterações complexas na superfície, podendo provocar modificações nas características aerodinâmicas, radiativas e termo-higrométricas da atmosfera, resultando, na maioria das vezes, em condições adversas. Desta forma, o fluxo de ar que invade a cidade vindo, por exemplo, do campo ou mar, encontrará condições diferentes de fronteira (LOMBARDO, 1997; PRATA, 2005).

Dentro das camadas verticais atmosféricas urbanas, é possível estabelecer uma divisão simplificada da atmosfera urbana em duas camadas (LOMBARDO, 1995): a camada intra-urbana (*Urban Canopy Layer - UCL*) e a camada limite urbana (*Urban Boundary Layer - UBL*), que podem ser visualizadas na Figura 7. Para cada um desses níveis, os efeitos da urbanização sobre o clima podem ser notados, sobretudo quando é considerada a distribuição térmica do ar nas cidades.

A camada intra-urbana (*UCL*) abrange desde o solo até, aproximadamente, o nível das coberturas das edificações, podendo desaparecer totalmente em grandes espaços abertos. Engloba, pois, todos aqueles setores entre os edifícios da cidade e que apresentam toda uma gama de microclimas inferida pelos arredores mais imediatos (BARBIRATO, SOUZA & TORRES, 2007). Nela, ocorrem trocas de energia que afetam diretamente os moradores da cidade. Essas trocas dependem, em grande parte, da natureza da superfície e da forma das diversas estruturas urbanas (GIVONI, 1989). A *UCL*, é caracterizada por uma considerável complexidade, principalmente devido à natureza convoluta de sua superfície ativa. Segundo Oke (1988), é aceitável negligenciá-la quando se discute o volume construído total, mas não quando se propõe a entender o clima dentro da camada. Nesta camada, os processos de fluxo de ar e troca térmica ocorrem no nível microclimático, ou seja, por trocas e processos realizados no nível dos edifícios e das ruas.

A Camada Limite Urbana (*UBL*) equivale à escala mesoclimática e é definida como a porção da Camada Limite Atmosférica (*CLA*) localizada logo acima da *UCL* onde as características climáticas estão modificadas pela presença da cidade na superfície. Estende-se, desta forma, desde os telhados dos edifícios até o topo da *CLA*, onde os efeitos da superfície urbana não se fazem mais sentir (Figura 7). Sob a influência de ventos regionais, a *UBL* pode, a sotavento, separar-se da superfície, à medida que desenvolve uma camada limite rural, passando a ser chamada de ‘pluma urbana’. Tanto a camada *UCL*, quanto a *UBL*, são regidas por condições sinóticas de tempo.

Figura 7 – Estrutura da camada de ar sobre a cidade.



Fonte: adaptado de Oke, 1987.

Enquanto a camada limite urbana é um fenômeno de escala local a mesoescala, a camada intra-urbana é governada por processos de microescala, presentes na camada intra-urbana das ruas, que formam os *canyons* entre as edificações. A pluma urbana, por sua vez, é resultado do isolamento da camada mais quente urbana acima da camada estável rural. Essas duas camadas de influência, a camada limite urbana e a intra-urbana, têm extensões variáveis no tempo e no espaço, aumentando e diminuindo de acordo com o ciclo solar diário, comportamento análogo à evolução temporal da Camada Limite Atmosférica. Assim, em uma ‘situação ideal’, durante o dia, quando há transferência de calor para cima na direção da atmosfera mais fria, a altura da camada limite pode se estender para 1 a 2 Km. À noite, por outro lado, há uma transferência de calor para baixo, visto que a superfície terrestre perde calor mais rapidamente que a atmosfera. A camada limite, conseqüentemente, pode reduzir-se a menos de 100 metros (BARBIRATO, SOUZA & TORRES, 2007).

O *canyon* urbano refere-se ao volume de ar delimitado pelas paredes e o solo entre dois edifícios adjacentes, constituindo a unidade básica das cidades modernas e a principal unidade da camada intra-urbana. As interações entre as superfícies que o compõe resultam em microclimas particulares dentro do macroclima da cidade. Foi provado que a sua geometria e orientação afetam os ambientes externos e internos, influenciando o acesso da luz solar ao interior e exterior das construções, a permeabilidade do fluxo de ar na ventilação urbana, assim como no potencial de resfriamento de todo o sistema urbano (ALI-TOUDERT & MAYER, 2006). Seu posicionamento influencia o conforto térmico no nível do pedestre e também o consumo de energia das construções. No balanço energético do *canyon* urbano, são importantes a determinação de fatores como a orientação, a relação entre largura das vias e altura das edificações e os materiais de construção utilizados.

Alguns estudos demonstraram, através desta unidade, a interferência das edificações no fluxo de ar, diminuindo a transferência de calor sensível por turbulência (OKE, 1988). Seus resultados indicam os limites para os quais ocorre mudança do tipo de fluxo de ar, podendo ser extraídas as seguintes informações:

- As edificações interferem no fluxo de ar, criando um campo de turbulência ao seu redor. Quanto mais afastadas umas das outras, mais isolado se torna o campo de turbulência, não chegando a causar o impacto de uma edificação no fluxo de ar que atinge a outra;
- No caso de edificações mais próximas de si, os campos de turbulência interagem entre si;
- A medida que o espaçamento entre edificações diminui, o fluxo de ar tende a não penetrar entre elas, formando um campo isolado que sofre pequeno movimento, provocado pelo atrito com as camadas superiores, causando uma diminuição na perda de calor por turbulência.

Diversos estudos indicam que o padrão de um vento regional existente é alterado quando flui através de um ambiente construído (AL-SALLAL & AL-RAIS, 2012), de modo que os padrões de escoamento urbanos são determinados pela interação entre o vento que chega e a cidade. A formação de escoamentos de ar dentro dos *canyons* urbanos é essencial para a saúde humana, conforto térmico

interno e externo, qualidade do ar, eficiência energética das construções, provendo, assim, um microclima urbano agradável (YANG & LI, 2011; MEMON & LEUNG, 2010).

Sabe-se que os centros urbanos podem ter temperaturas maiores que as áreas adjacentes, especialmente durante a noite (LANDSBERG, 1981) e de maneira proporcional ao tamanho da cidade (OKE, 1996). Particularmente em regiões de clima quente e úmido, torna-se fundamental a refrigeração dos espaços urbanos através do incremento do movimento do ar e da prevenção contra ganhos excessivos de calor com recursos de sombreamento. Desta forma, o planejamento do ambiente urbano, especialmente seus *canyons*, é essencial na formação de padrões de escoamento urbano. A cidade de Maceió mostra-se hoje em acelerado processo de crescimento e urbanização, justificando a necessidade de informações climáticas auxiliares nas intervenções urbanas.

3 METODOLOGIA

3.1 Maceió – Caracterização do ambiente de estudo

A cidade de Maceió, capital de Alagoas, está localizada na faixa costeira do Nordeste brasileiro ($9^{\circ} 39' 57''\text{S}$; $35^{\circ} 44' 07''\text{W}$), desenvolvendo-se sobre uma formação de restinga; apresenta o oceano Atlântico a leste e a lagoa Mundaú a oeste, além de uma grande quantidade de riachos, rios e lagoas cortando a zona urbana. O município abrange 511 km^2 de área, dos quais aproximadamente 200 km^2 compõem a área urbana (Figura 8).

Figura 8 – Localização geográfica de Maceió no Brasil e no Estado de Alagoas e o detalhe da área urbana do município.



Fonte: SEPLANDE, 2012.

Em relação ao aspecto geomorfológico, a cidade apresenta-se sob duas formas: (1) de Planície ou de Baixada Litorânea e Lagunar; e (2) de Baixo Planalto Sedimentar dos Tabuleiros (Figura 9). Essas duas formas topológicas conferem três tipos de relevo ao sítio da cidade: (1) o da planície litorânea e lagunas, que se situa a uma altitude de 2 a 5 m acima do nível do mar e constitui a forma mais baixa do relevo, composta de praias, pontas arenosas triangulares, restingas, terraços eustáticos, recifes e de restos de dunas, sendo propícia à urbanização por apresentar poucas irregularidades em sua topografia; (2) a do terraço do tabuleiro, com altitudes de 8 a 10 metros, onde se situa o Centro e onde se deu o primeiro núcleo de ocupação da cidade; e (3) o dos tabuleiros, com topografia irregular, sobretudo o segmento do tecido urbano composto pelos acidentes geográficos que margeiam os rios da bacia do Pratagy e os riachos do Reginaldo e Catolé (BARBOSA, 2005).

Figura 9 – Divisão geomorfológica da zona urbana de Maceió.



Fonte: Zacarias, 2004.

De acordo com dados do último Censo (IBGE, 2010), o município de Maceió possui uma população de 932.748 habitantes, dos quais 932.129 residem na área urbana. Estima-se que para o ano de 2013 o número total de pessoas tenha sido de 996.733. Sua densidade demográfica é de aproximadamente 1.854,10 hab/km², ficando em 13º lugar dentre as mais povoadas do Brasil. Em 1960, sua população girava em torno de 168.055 habitantes, um total aproximadamente seis vezes menor que o atual.

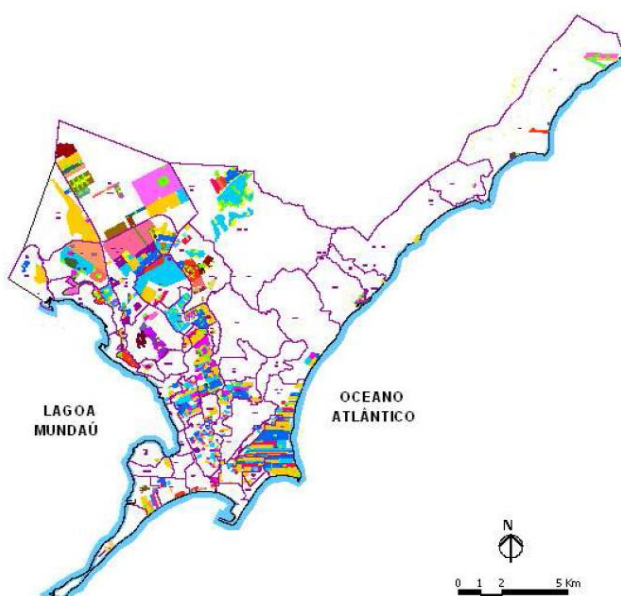
Segundo Alencar (2003), esse crescimento populacional acelerado nos últimos 40 anos foi reflexo do intenso fluxo migratório campo-cidade em decorrência do fechamento de unidades agroindustriais devido à crise da agroindústria canavieira. Esse fato tem agravado o contínuo processo de ocupação desordenada do solo urbano, além de favorecer o surgimento de assentamentos ilegais em áreas impróprias à ocupação, algumas situadas em áreas de risco, como encostas (BARBOSA, 2005).

Dentre seus 50 bairros, no que se refere ao cenário atual do processo de expansão da malha urbana, nota-se que a tendência de ocupação se direciona ao litoral norte da cidade, especialmente em Riacho Doce e Ipioca, onde se evidencia a valorização imobiliária devido ao incentivo para implantação de hotéis e resorts de grande porte nessa área. Outra região de expansão urbana é vista nos bairros situados no alto tabuleiro, devido a terrenos de baixo preço e a construção de

conjuntos habitacionais direcionados à população de baixa renda. Os bairros mais consolidados, na planície litorânea ou na região do tabuleiro mais próxima ao oceano e lagoa, encontram-se densamente ocupados, embora subsistam vazios urbanos proporcionados pela forte especulação imobiliária, sobretudo nos bairros litorâneos como Pajuçara, Ponta Verde e Jatiúca (BARBOSA, 2005).

A Figura 10 espacializa sobre a base cartográfica da cidade os loteamentos aprovados e registrados na Secretaria Municipal de Controle do Convívio Urbano – SMCCU em Maceió.

Figura 10 – Loteamentos aprovados e registrados na cidade de Maceió até 2004.



Fonte: Coordenadoria de Geoprocessamento, Secretaria Municipal de Controle do Convívio Urbano – SMCCU, 2004.

Observa-se, sobretudo, que a maior concentração de loteamentos se localiza na região Sudeste da planície litorânea, sobretudo no bairro da Jatiúca. Outra região de concentração de loteamentos é a parte Noroeste do tabuleiro.

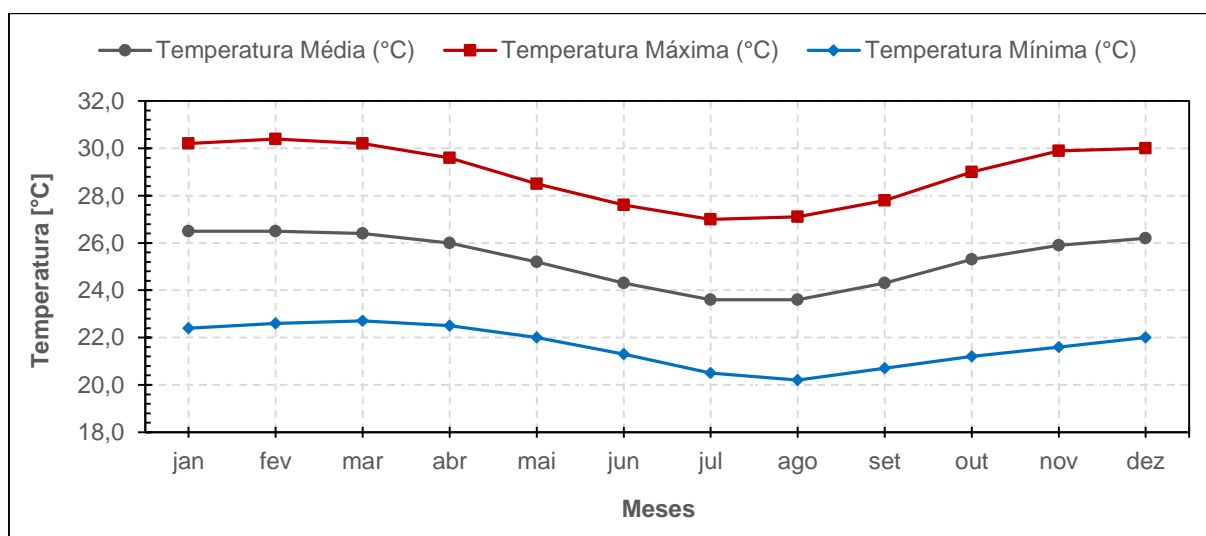
Estas informações refletem diretamente na caracterização da rugosidade do solo e, conseqüentemente, no regime do vento da área de estudo.

3.2 Características climáticas de Maceió

De acordo com a classificação climática de Köppen, a cidade de Maceió caracteriza-se como clima úmido, do tipo Am (que seria um clima do grupo Tropical do tipo monçônico), considerando fatores como baixa latitude, intensa radiação solar e a proximidade de grandes massas d'água – oceano e lagoa (BARBIRATO, 1998).

A análise das Normais Climatológicas do Brasil de 1961-1990 (INMET, 2009; BARBOSA, 2005) atribui a Maceió um bom exemplo de constância de nível térmico que caracteriza a Costa Leste do Nordeste brasileiro. A cidade apresenta temperatura média anual de 24,8°C, com variação de 26,5°C em janeiro e fevereiro (quadra seca) a 23,6°C em julho e agosto (quadra chuvosa); média anual das máximas de 28,9°C, com variação entre 30,4°C, também em fevereiro, a 27,0°C em julho. A média anual das mínimas é de 21,6°C, e varia entre 20,2°C em agosto e 22,7°C em março (Gráfico 1).

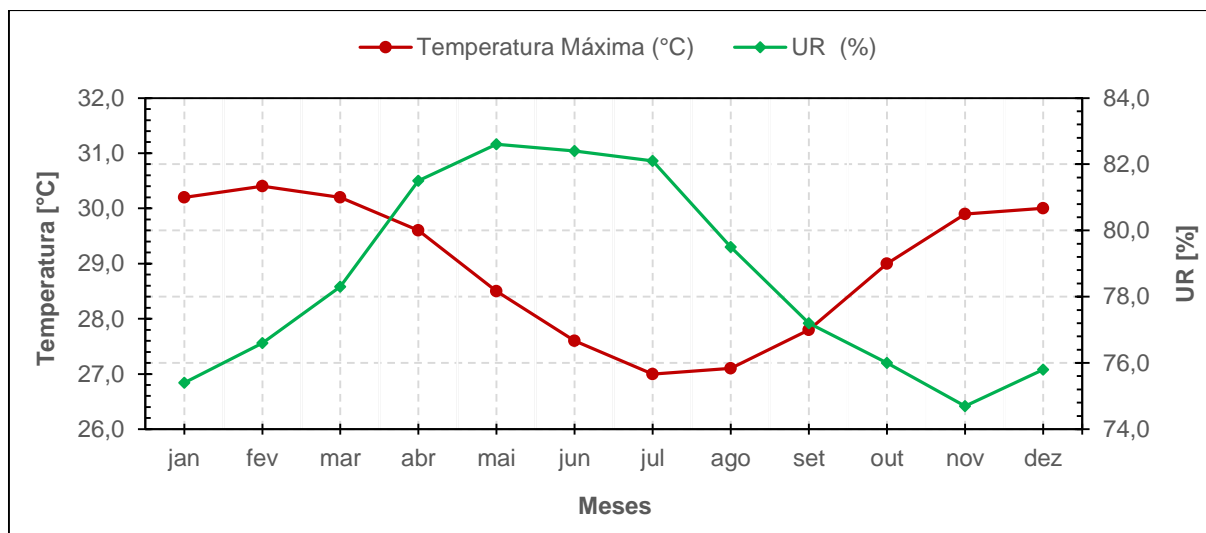
Figura 11– Valores mensais das temperaturas média máxima, média mínima e média, de acordo com os dados das Normais Climatológicas de Maceió.



Fonte: Adaptado de INMET, 2009.

Os índices estatísticos de umidade relativa do ar revelam a alta umidade presente na cidade, com média anual de 78,5%, sendo maio o mês mais úmido (82,6%, quadra chuvosa) e novembro o mês mais seco (74,7%, início da quadra seca) (Gráfico 2). A alta umidade na cidade é proveniente de sua proximidade com o Oceano Atlântico e a presença do complexo lagunar Mundaú-Manguaba (BARBOSA, 2005).

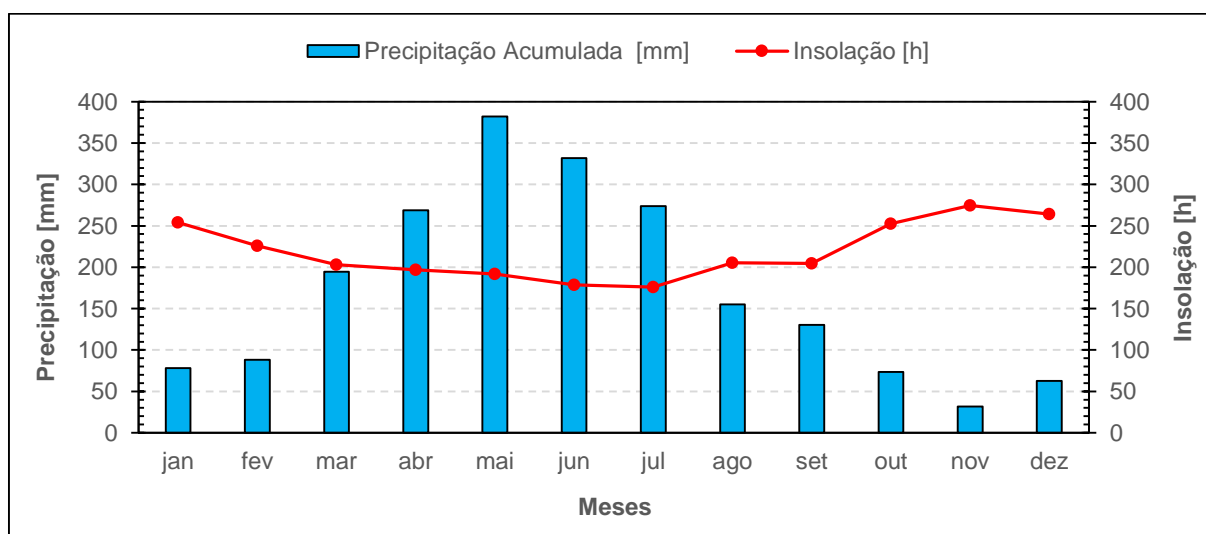
Figura 12– Valores mensais de temperatura média máxima e umidade relativa do ar, de acordo com os dados das Normais Climatológicas de Maceió.



Fonte: Adaptado de INMET, 2009.

A média anual de precipitação acumulada é de 2070,5 mm, com quadra chuvosa ocorrendo de abril a julho, e quadra seca de outubro a janeiro. A média de insolação total é de 2627,2 h/ano, sendo novembro o mês com maior disponibilidade (274,7 h/mês), e julho o mês com menores períodos (176,0 h/mês) (Gráfico 3).

Figura 13 – Valores mensais de precipitação acumulada e insolação, de acordo com os dados das Normais Climatológicas de Maceió.



Fonte: Adaptado de INMET, 2009.

Devido à grande disponibilidade de energia, a evaporação total anual é elevada e fica em torno dos 1177,5 mm, variando de 72,6 mm em maio (mês com alta nebulosidade – 7,0/10 e menor disponibilidade de energia – 191,8 h/mês) a 118,3 mm em dezembro (mês com nebulosidade da ordem de 6,0/10 e maior disponibilidade de energia – 264,2 h/mês).

A elevada umidade relativa do ar associada à grande disponibilidade de energia solar anual proporciona elevada nebulosidade média mensal durante grande parte do ano, de forma que todos os meses apresentam valores médios superiores à 5/10 da abóbada celeste.

Tabela 1 – Normais Climatológicas de Maceió (1961 – 1990).

	Temp. Média do Ar (°C)			Pressão Atm. (hPa)	Prec. Acumulada (mm)	Evap. Total (mm)	UR (%)	Insolação (h)
	Média	Máx.	Mín.					
Jan.	26,5	30,2	22,4	1005,4	78,1	117,8	75,4	254,2
Fev.	26,5	30,4	22,6	1005,2	88,3	100,5	76,6	225,7
Mar.	26,4	30,2	22,7	1004,9	194,5	97	78,3	203
Abr.	26	29,6	22,5	1005	268,8	81,2	81,5	196,8
Mai.	25,2	28,5	22	1006,3	382,2	72,6	82,6	191,8
Jun.	24,3	27,6	21,3	1008	331,9	73,3	82,4	178,6
Jul.	23,6	27	20,5	1008,9	273,7	83,9	82,1	176
Ago.	23,6	27,1	20,2	1009	155,2	99,4	79,5	205,2
Set.	24,3	27,8	20,7	1008,5	130,3	105,2	77,2	204,6
Out.	25,3	29	21,2	1007,1	73,5	111,4	76	252,4
Nov.	25,9	29,9	21,6	1005,5	31,7	116,9	74,7	274,7
Dez.	26,2	30	22	1004,9	62,5	118,3	75,8	264,2
Anual	24,8	28,9	21,6	1006,6	2070,5	1177,5	78,5	2627,2

Fonte: INMET, 2009.

A análise das Normais Climatológicas aponta que o regime climático em Maceió tem relação com a precipitação, uma vez que a variação nos registros de temperatura e umidade relativa do ar não é tão marcante ao longo do ano. Com isso, os dados das Normais caracterizam o clima de Maceió pela existência de duas estações distintas: seca e chuvosa. A estação seca se estende de outubro a janeiro (verão) e a chuvosa de abril a julho (inverno).

Maceió está inserida na Costa Leste do Nordeste brasileiro, também conhecida como Zona da Mata, que se estende do Rio Grande do Norte até o sul da Bahia. Esta sub-região apresenta clima quente e úmido, totais pluviométricos elevados (em torno

de 1500 – 2000 mm anuais), chuvas máximas de abril a julho (outono e inverno) e um curto período seco na primavera ou verão (BARBOSA, 2005).

Nesta área, com relação aos ventos dominantes, sabe-se que o ciclo da pressão atmosférica tem relação direta com sua velocidade e direção. São identificados cinco tipos de ventos atuantes na faixa costeira leste: (a) nordeste, (b) leste, (c) sudeste, (d) brisa marítima e (e) brisa terrestre ou terral.

a. Ventos de Nordeste: atuam de outubro-novembro a janeiro-fevereiro, período onde ocorre o enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), e caracteriza-se pela intensidade do fluxo, que é maior durante o dia.

b. Ventos de Leste: antecipam os ventos de Sudeste e atuam de acordo com o recuo do Equador térmico (ZCIT), proveniente do fortalecimento da ASAS.

c. Ventos de Sudeste: são provenientes dos ventos alísios. Atua de abril a agosto-setembro e caracteriza-se por mudanças súbitas de golfadas de ar, o que indica a emissão intermitente de “restos” dos sistemas frontais atuantes nas latitudes médias do Brasil, denominadas Perturbações Ondulatórias dos Alísios (POA's).

d. Brisa marítima: ventos de menor escala provenientes das diferenças locais de pressão estabelecidas pelo gradiente térmico entre o oceano e o continente. Sopra durante o dia do mar (maior pressão – menor temperatura) para o continente (menor pressão – maior temperatura). Está frequentemente em fase com os alísios.

e. Brisa terrestre ou terral: sopra durante a madrugada do continente (maior pressão – menor temperatura) para o mar (menor pressão – maior temperatura). São mais perceptíveis durante a primavera – verão, quando os alísios de sudeste estão mais fracos devido ao enfraquecimento da ASAS.

Segundo Barbirato (1998), Maceió está sob influência alternada dos ventos alísios de Sudeste, mais frequente durante todo o ano, de velocidade fraca a moderada, e os ventos de retorno do Nordeste nos meses mais quentes (janeiro, fevereiro e março). O valor médio mensal da velocidade do vento é de 2,8 m/s, podendo chegar a valores absolutos mais intensos de 10 m/s na direção nordeste.

3.3 Descrição e tratamento dos dados utilizados

Foram obtidos, junto a INFRAERO, um conjunto de dados meteorológicos do Aeroporto Internacional de Maceió - Zumbi dos Palmares (09° 31' S; 35° 47' W; 116 m), compreendendo o período de janeiro/2003 a dezembro/2012. Esses dados são utilizados na confecção de um informe meteorológico denominado METAR (*METEorological Aerodrome Report* - Informe meteorológico regular de aeródromo), que é um informe codificado, associado às observações meteorológicas à superfície, e utilizado para fornecer informações sobre condições do tempo em um aeródromo específico. A medição dos dados é horária, porém podem ser confeccionados informes especiais (chamados SPECI) com outra frequência, caso o clima esteja instável e seja necessária uma atualização mais amíude. Neste trabalho, foram consideradas apenas as medidas padrões horárias, sendo descartadas as medidas especiais (SPECI).

Os dados foram tratados em programa apropriado, sendo verificada sua consistência, e confeccionadas tabelas e gráficos contendo informações quanto a valores médios horários e mensais do vento, desvio padrão, coeficiente de variação, distribuição de frequência, além da confecção de rosa dos ventos. O conjunto apresentou poucas falhas, que totalizaram cerca de 4% das medições. Os meses de novembro e dezembro de 2004 estão sem dados.

3.3.1 Cálculo da velocidade e direção média do vento

O cálculo da velocidade e direção média do vento resultante foi feito através da decomposição vetorial das suas componentes zonal (CZ) e meridional (CM), utilizando o método proposto por Teixeira (1978), utilizado por Rocha (1999) e Silva (2007).

A componente zonal é a decomposição do vetor no eixo E-W meteorológico (eixo X trigonométrico), e a componente meridional é a decomposição do vetor no eixo N-S meteorológico (eixo Y trigonométrico). Deve-se levar em conta que na Meteorologia, o N meteorológico (eixo Y) corresponde a 0°, diferente da trigonometria, onde corresponderia a 90°.

Para o cálculo das componentes, é utilizado o sentido em que o vento vai, ou seja, “para onde ele sopra” (direção real). Como na Meteorologia a direção é medida a partir de onde o vento vem, ou seja, “de onde ele sopra” (direção meteorológica), faz-se necessário somar ou diminuir 180° aos valores medidos pelo instrumento para,

assim, se realizar a decomposição vetorial e encontrar as duas componentes (Equações 1 e 2).

$$CZ = U \operatorname{sen}(dd - 180^\circ) = -U \operatorname{sen} dd \quad (1)$$

$$CM = U \operatorname{cos}(dd - 180^\circ) = -U \operatorname{cos} dd \quad (2)$$

onde,

U – velocidade do vento ($m.s^{-1}$)

dd – direção do vento (graus).

Após realizados os cálculos das componentes zonal e meridional, passou-se ao cálculo das médias horárias mensais das componentes. As componentes do vento médio, em qualquer direção, são iguais a média simples das componentes individuais do vento ao longo da mesma direção, ou seja, para calcular a média da componente zonal (CZ) do vetor resultante, deve-se somar todas as componentes zonais dos vetores e dividir pelo número total de observações (Equação 3).

$$\overline{CZ} = \frac{\sum_{i=1}^n CZ_i}{n} \quad (3)$$

onde,

\overline{CZ} – média horária mensal da componente zonal.

n – número total de dados no mês.

O mesmo procedimento foi aplicado para o cálculo da média horária mensal da componente meridional (CM) (Equação 4):

$$\overline{CM} = \frac{\sum_{i=1}^n CM_i}{n} \quad (4)$$

onde,

\overline{CM} – média horária mensal da componente zonal.

n – número total de dados no mês.

Com os valores médios das componentes, calculou-se a velocidade média, simplesmente recompondo o vetor vento (módulo) e a direção, através da Equação 5:

$$\bar{U} = \sqrt{\overline{CZ}^2 + \overline{CM}^2} \quad (5)$$

onde,

\bar{U} – velocidade média horária mensal do vento.

A velocidade resultante do vento, calculada pelas componentes do vetor, resulta em uma velocidade que, se o vento flui metade do tempo em uma direção e a outra metade em uma direção oposta, a velocidade resultante será nula.

Com as componentes e o valor da velocidade, que nada mais é que o módulo do vetor resultante, calcula-se a direção do vetor. Considerando $\bar{U} \neq 0$, tem-se as Equações 6 e 7:

$$dd = \arccos(-\overline{CM}/\bar{U}); \text{ se } \overline{CZ} < 0 \quad (6)$$

$$dd = 360^\circ - \arccos(-\overline{CM}/\bar{U}); \text{ se } \overline{CZ} > 0 \quad (7)$$

Para o cálculo da velocidade média do vento, também foi usada a fórmula da média aritmética simples (Equação 8).

$$\bar{U} = \frac{\sum_{i=1}^n U_i}{n} \quad (8)$$

Com os dados da velocidade média calculados vetorialmente e aritmeticamente, foi possível o cálculo da persistência da direção do vento (p) (Equação 9):

$$P = \frac{\text{Velocidade Resultante do Vento (vetorial)}}{\text{Velocidade Média do Vento (aritmética)}} \quad (9)$$

A persistência nada mais é do que a porcentagem que o vento flui na direção especificada. Se o vento fluir todo em uma direção, a velocidade resultante será igual a velocidade média ($p = 1$). Se o vento fluir metade em uma direção, metade em direção oposta, p será igual a 0.

3.4 Sistemas de Informações Geográficas

O Sistema de Informações Geográficas (SIG) é um conjunto de técnicas e ferramentas que possibilitem recolher, transformar, manipular, armazenar, tratar e visualizar dados espaciais do mundo (ESTEVES, 2004). Todo o tratamento espacial dos dados, elaboração de mapas digitais, e demais análises logísticas são realizados por softwares de ambiente SIG.

Os dados tratados neste estudo foram de relevo, rugosidade do terreno e imagens de satélite.

O mapa de relevo foi construído através do Modelo Digital de Elevação (MDE) do programa Shuttle Radar Topography Mission – SRTM (FARR et al., 2007), da Jet Propulsion Laboratory / National Aeronautics and Space Administration (JPL/NASA). Mais detalhes estão disponíveis no endereço eletrônico <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>>. Este MDE foi elaborado através da varredura topográfica realizada sobre a maior parte do território global (entre latitudes 60°N e 60°S) durante 11 a 22 de fevereiro de 2000, através da Espaçonave Endeavour. A versão usada neste trabalho é a 2.1 (SRTM3), que possui resolução espacial de 90m.

Estes dados foram obtidos através do endereço <<http://dds.cr.usgs.gov/srtm/>>, e possuem extensão de arquivo hgt. Para converter o SRTM de hgt para tiff, utilizou-se o programa computacional gratuito SAGA®, acrônimo de System for Automated Geoscientific Analysis (SAGA, 2007), criado pelo Departamento de Geografia Física, da Universidade de Göttingen, Alemanha.

O programa utilizado para tratamento global dos dados SIG foi o ArcGIS® versão 9.3, que é um pacote de softwares comercializados pela empresa norte-americana ESRI <www.esri.com>.

3.5 Modelo de Microescala – WAsP

O WAsP, acrônimo de *Wind Atlas Analysis and Application Program*, é um programa comercial desenvolvido pelo Departamento de Energia Eólica e Física da Atmosfera da Universidade Técnica da Dinamarca (*Wind Energy and Atmospheric Physics Department - Risø National Laboratory - Technical University of Denmark*). É um modelo computacional que extrapola vertical e horizontalmente os dados de vento medidos em uma torre anemométrica, sobre diferentes tipos de topografia, visando à obtenção de uma grade de dados que descreva a climatologia dos ventos sobre a superfície da área a ser analisada e a uma determinada elevação, por meio de modelos que resolvem o fluxo eólico sobre diferentes tipo de topografia, e corrigem os efeitos causados pela presença de obstáculos (MORTENSEN et al., 2005 apud VIEIRA, 2007).

Para tanto, o modelo faz uso de dados de terreno (relevo, rugosidade e obstáculos), além de leis físicas da atmosfera, para descrever o comportamento do vento sobre diferentes terrenos e obstáculos. A parte analítica consiste de uma transformação de uma série climatológica de dados de vento (velocidade e direção) num mapeamento eólico. O mapa elaborado pode ser subsequentemente aplicado na estimativa da climatologia do vento e do potencial de produção de energia eólica de uma área, como também no *micrositing* de turbinas para produção de energia eólica, além de possibilitar a identificação dos padrões de vento de um local desprovido de estações de medição.

O WAsP consiste de cinco etapas principais de cálculo: análise dos dados brutos, mapeamento eólico, estimativa da climatologia do vento, estimativa do potencial de energia eólica e cálculo da produtividade do parque eólico. Nesse trabalho, foram realizadas as três primeiras etapas.

Os componentes físicos do WAsP englobam quatro módulos principais: módulo de relevo; módulo de obstáculos; módulo de rugosidade e módulo de estabilidade atmosférica. Os módulos de relevo, rugosidade e obstáculo são informações de entrada no WAsP (Figura 11), sendo o último não realizado neste trabalho. O módulo de relevo foi determinado através das curvas de nível dos dados SRTM descritos no capítulo 2.4.

Figura 14 – Esquemática do funcionamento do WAsP.



Fonte: Soares, 2004, adaptado de Mortensen et al. (2007), apud Ramos, 2012.

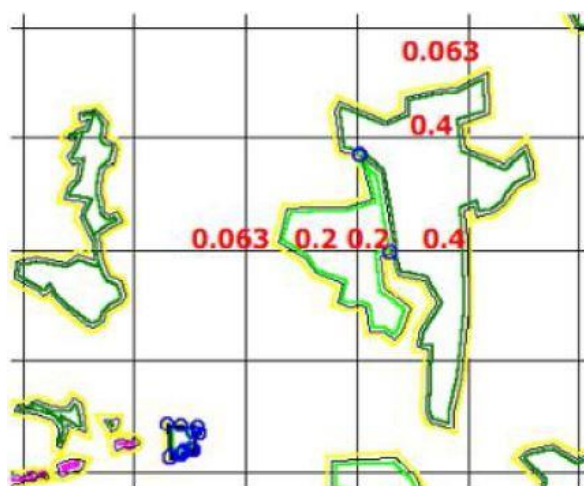
Os módulos de rugosidade e estabilidade são adotados para uma atmosfera neutra, porém é possível ajustá-lo para uma atmosfera não neutra modificando as configurações dos fluxos de calor superficial. Existem algumas recomendações a serem obedecidas no uso do modelo para alcance de melhores resultados (RISØ, 2010), sendo algumas destas:

- Considerar rugosidade 0,0001m para corpo d'água;
- Coordenada, elevação e rugosidade dada em metros;
- Dados de vento devem ser consistentes;
- Determinação de rugosidade através de fotografias de campo e/ou imagens de satélite;
 - Intervalo de 10 a 20 m nas curvas de nível topográfico;
 - Localização da torre anemométrica e domínio da grade espacial devem ter as mesmas condições climatológicas;
 - Mapas de relevo com limite lateral máximo de 10 km de distância da torre anemométrica;

- Topografia local pouco inclinada e suavizada.

O método de determinação de rugosidade (Z_0) no *WAsP* é feito através da delimitação manual de suas isolinhas na área de estudo. É feita a atribuição de valores internos e externos, chamados na literatura de *Rough-L* (*L – Left*) e *Rough-R* (*R – Right*). A Figura 12 ilustra o processo, usando como exemplo isolinhas de rugosidade com valores internos de 0,2 e 0,4 m, e 0,063 m de valor externo. Caso o usuário não configure corretamente os valores de cada isolinha, haverá erros na execução da simulação, implicando em inconsistência. Por exemplo, a isolinha A é configurada com 0,2 m de rugosidade interna e 0,063 m de rugosidade externa; com isso, a isolinha B não pode ter rugosidade externa diferente de 0,063 m, contudo sua rugosidade interna pode ter qualquer outro valor.

Figura 15 – Ilustração de como a rugosidade é interpretada pelo *WAsP*.



Fonte: Mortensen, Heathfield e Rathmann, 2011.

A eficácia deste método levanta muitas dúvidas, sobretudo quando a região de estudo apresenta uma distribuição de rugosidade complexa. A maioria dos trabalhos publicados que utilizam o *WAsP* aplicam 0,03 m (valor padrão do *WAsP*) como valor de rugosidade da malha do domínio (Z_0 externo).

Para elaboração das isolinhas de rugosidade na área de estudo deste trabalho, foram aplicados os valores descritos na Tabela 2, os quais são amplamente utilizados na literatura, sendo recomendados inclusive pelos desenvolvedores do *WAsP*.

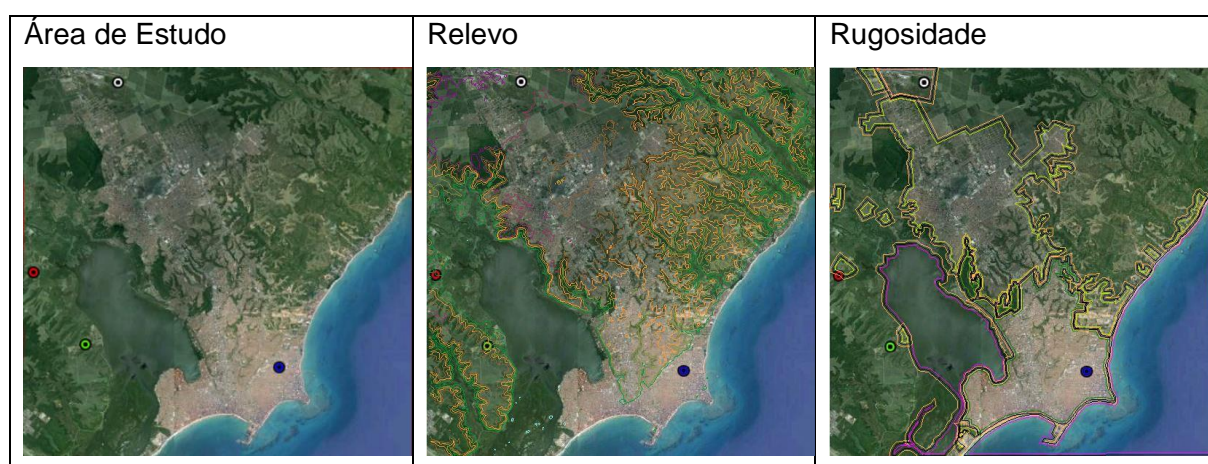
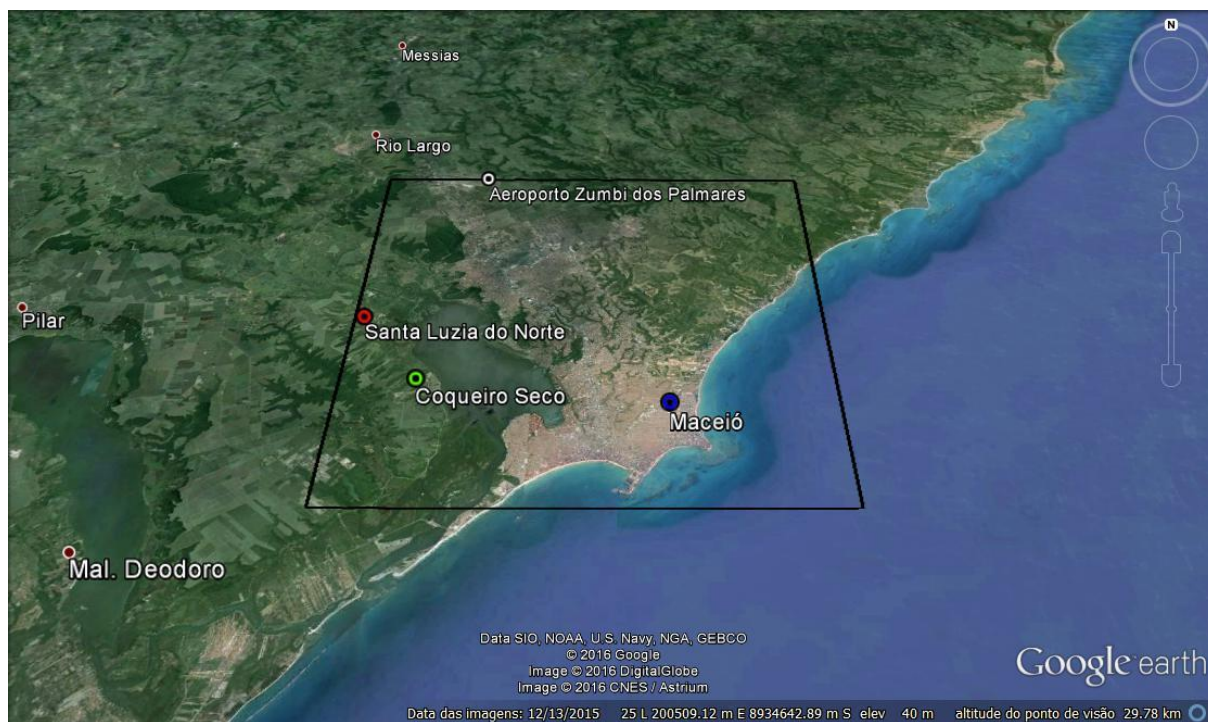
Tabela 2 – Valores de Z_0 adotados pelos modelos de rugosidade de *WASP* para cada tipo de superfície de terreno.

Z_0	Características da superfície
1	Cidade
0,8	Floresta
0,5	Subúrbios
0,4	Vilarejos
0,3	Abrigos
0,2	Muitas árvores e/ou arbustos
0,1	Fazenda com vegetação densa
0,05	Fazenda com vegetação aberta
0,03	Fazenda com poucas construções/árvores
0,02	Aeroportos com muitos prédios
0,01	Aeroportos com poucos prédios
0,008	Gramma
0,005	Solo nu
0,001	Superfície de neve
0,0003	Superfície de areia
0,0001	Corpos d'água

Fonte: Adaptado de Troen, Mortensen e Petersen, 1987 apud Ramos, 2012.

Com esses valores em mãos, foram traçadas as isolinhas de rugosidade na área de estudo, o que foi feito com o auxílio de imagens de satélite do *software Google Earth®*. A Figura 13 ilustra esta etapa, delimitando a área estudada e a localização da estação meteorológica aonde foram obtidos os dados de velocidade e direção do vento.

Figura 16 – Imagem de satélite ilustrando os arredores da área de estudo e delimitando o domínio WASP com pontos para localização: branco – Aeroporto Zumbi dos Palmares (estação meteorológica utilizada neste trabalho); azul – Maceió; verde – Coqueiro Seco; vermelho – Santa Luzia do Norte. Abaixo, área de estudo, dados de relevo e rugosidade aplicados.



Fonte: *Google Earth* e *WASP*.

Definido o método de obtenção de rugosidade, foi dado prosseguimento ao módulo de estabilidade, onde é feita a estimativa da velocidade do vento. O módulo de estabilidade é, juntamente com a descrição da topografia do terreno, a principal causa de erros nos resultados do *WASP* para uma determinada região.

Como o perfil logaritmo do vento só é aplicável para uma superfície hipotética com atmosfera homogênea e neutra, é necessário descrever outra metodologia para terrenos que não seguem estas condições (RAMOS, 2012).

O módulo de estabilidade atmosférica do *WAsP* reúne conceitos físicos que descrevem processos envolvidos na CLA, porém de maneira simplificada. Suas equações de movimento são linearizadas, por isso o uso de mapas topográficos suavizados é recomendado (MORTENSEN e PETERSEN, 1998 apud RAMOS, 2012). Portanto, seu nível de descrição física da CLA é limitado.

A velocidade do vento é calculada no *WAsP* através da aproximação geostrófica. Assume-se uma relação entre as forças originadas pelos gradientes de pressão com as forças de fricção da superfície. Como condição ideal, adota-se uma atmosfera neutra, homogênea, barotrópica e estacionária para a lei do arraste geostrófico, descrita a seguir (Equação 10):

$$V_g = \frac{u_*}{k} \sqrt{\left[\ln\left(\frac{u_*}{f z_0}\right) - C_1 \right]^2 + C_2} \quad (10)$$

Simplificando-a (Equação 11):

$$u_* = \frac{0,5V_g}{\ln\left(\frac{V_g}{|f| z_0}\right) - C_1} \quad (11)$$

Onde:

u_* - velocidade de fricção ($m \cdot s^{-1}$);

k - constante de Von Karman;

z_0 - Comprimento de rugosidade (m);

C_1 e C_2 - funções da estabilidade térmica da atmosfera ($C_1 = 1,8$ e $C_2 = 4,5$ para atmosfera neutra);

f - parâmetro de Coriolis.

Os outros parâmetros físicos do modelo são baseados nos fluxos de calor superficiais, H_{off} e H_{rms} , que representam o fluxo de calor superficial médio e sua variabilidade, podendo ser ajustado para diferentes situações de regimes eólicos. Esses parâmetros influenciam no transporte vertical do *momentum*, que é refletido no perfil vertical da velocidade do vento, afetando os resultados do *WAsP* (VIEIRA, 2007).

A determinação da altura de variação mínima (z_m) aos efeitos da estabilidade representa o nível acima da superfície onde os efeitos da rugosidade superficial e dos fluxos de calor são anulados (VIEIRA, 2008). Em outras palavras, esta função calcula a altura da CLI (STULL, 1988).

$$\frac{z_m}{z_0} \approx \alpha \left(\frac{V_g}{|f| z_0} \right)^\beta \quad (12)$$

Sendo α e β constantes iguais a 0,002 e 0,90, respectivamente.

Nesta altura, o desvio da velocidade relativa do vento em condições neutras pode ser estimado com uma soma do desvio gerado pelo fluxo médio (ΔH_{off}) com o desvio deste fluxo (ΔH_{rms}), através da equação 13 (BRANCO, 1991):

$$\frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} = \frac{\Delta u_*}{u_{*0}} - \frac{\psi(z_m/L_{off}) + \psi[0,6(z_m/L_{rms})]}{\ln(z_m/z_0)} \quad (13)$$

Onde o primeiro termo da segunda igualdade contabiliza a velocidade de fricção em função do fluxo de calor superficial (H_{off}), e é estimada através da equação 14:

$$\frac{\Delta u_*}{u_{*0}} = \Delta H_{off} \frac{cg}{|f| T \rho c_p V_g^2} \quad (14)$$

Onde:

c – constante empírica igual a 2,5;

g – aceleração da gravidade ($m \cdot s^{-2}$);

T – temperatura do ar (K);

ρ – densidade do ar ($kg \cdot m^{-3}$);

c_p – capacidade calorífica do ar ($kJ \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$);

ΔH_{off} – fluxo médio de calor superficial ($W \cdot m^{-2}$).

O segundo termo da igualdade à direita da Equação 13 descreve o perfil vertical do vento em função dos efeitos da estabilidade. Neste termo, L_{off} e L_{rms} são

comprimentos de Monin-Obukhov correspondentes a H_{off} e H_{rms} , respectivamente (MONIN e OBUKHOV, 1954). O valor 0,6 representa o fator de forma F_{rms} , que indica o desvio do perfil da velocidade do vento em casos de atmosfera estável ou instável, que podem ser calculadas, aproximadamente, pela Equação 15, que define $\psi\left(\frac{z}{L}\right)$:

$$\psi\left(\frac{z}{L}\right) \begin{cases} \left(1 - 16\frac{z}{L}\right)^{\frac{1}{4}} - 1 & : \text{para condições instáveis} \\ -4,7\frac{z}{L} & : \text{para condições estáveis} \end{cases} \quad (15)$$

Com isso, a velocidade média do vento em função da estabilidade atmosférica para a altura z_m é calculada pela Equação 16:

$$u(z) = u_0(z) \left[1 + \frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} [1 - F(z)] + \frac{\Delta u_{*off}}{u_{*0}} \right] \quad (16)$$

Onde $F(z)$ representa (Equação 17):

$$F(z) = 1 - \frac{z \ln z_m / z_0}{z_m \ln z / z_0} \quad (17)$$

Estas equações representam a configuração padrão do WASP para atmosfera neutra, sendo necessária sua readaptação para simulações em atmosfera com regime de estabilidade diferente. Estes ajustes são feitos, principalmente, na variação numérica dos fluxos ΔH_{off} e ΔH_{rms} . As maiores variações nos resultados simulados ocorrem pelas modificações de ΔH_{off} . Caso esses fluxos sejam ajustados como nulos, o perfil da velocidade do vento tende a um perfil logaritmo neutro (VIEIRA, 2007). A Tabela 3 mostra os valores climatológicos da média H_{off} e de seu desvio padrão H_{rms} do fluxo de calor superficial no continente e oceano.

Tabela 3 – Fluxo médio do calor superficial H_{off} e seu desvio padrão H_{rms} definidos como padrão no WASP.

	$H_{off} (W/m^2)$	$H_{rms} (W/m^2)$
Continente	-40	100
Oceano	15	30

Seguindo as recomendações do *WAsP*, todas as simulações foram feitas utilizando coordenadas Universal Transversa de Mercator – UTM. A malha no *WAsP* é denominada *Resource Grid (RGrid)* e foi configurada com resolução espacial de 100 m, isolinhas de relevo com intervalo de 10 m, domínio de 20 x 20 km. A localização da torre anemométrica ficou na margem superior esquerda da grade. Suas coordenadas estão descritas na Tabela 4.

Tabela 4 – Coordenadas geográficas da torre anemométrica, suas equivalentes coordenadas UTM e respectiva zona.

Local	LAT	LON	Y	X	Zona
Maceió	-9,516674°	-35,783340°	8946797,84	194404,77	25

A execução do *RGrid* é responsável pela simulação espacial das principais variáveis de estudo do potencial eólico. A configuração do domínio *RGrid* está inserida na Tabela 5. O domínio do mapa da área de estudo abrange uma porção do Oceano Atlântico. Para esta área, foi atribuído um valor de 0,00001 m para z_0 , seguindo os valores recomendados pelo *WAsP* que estão na Tabela 2. O restante do domínio foi configurado através de análise visual com a ajuda das imagens de satélite do *Google Earth*, seguindo também os valores da Tabela 2.

Tabela 5 – Configuração das coordenadas UTM do domínio do *RGrid*.

Local	Xmin	Xmax	Ymin	Ymax
Maceió	189535,7	209257,8	8927656	8947621

A direção do vento no *WAsP* é adotada como constante em toda a grade, possuindo saída indisponível no *software*.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Variações Interanuais

Nessa etapa dos resultados, será discutido o ciclo médio diário mensal e os ciclos médios diários interanuais referentes aos dez anos de dados consecutivos (2003 a 2012) utilizados neste trabalho. As variáveis analisadas foram a velocidade do vento (U) e a direção do vento (dd).

4.1.1 Velocidade do Vento

As análises do vento de superfície para cidade de Maceió mostraram a presença de um ciclo diário bem marcado onde, das primeiras horas da noite até as primeiras horas da manhã, foram observadas as velocidades médias mínimas diárias, de intensidade praticamente constante, variando de $0,18 \text{ m.s}^{-1}$ às 01:00 de maio, a $1,28 \text{ m.s}^{-1}$ às 07:00 de novembro. Considerando as médias aritméticas, esses valores ficaram entre $1,43 \text{ m.s}^{-1}$ às 08:00 do mês de março e $1,77 \text{ m.s}^{-1}$ às 08:00 do mês de setembro. A velocidade média apresentou aumentos significativos somente a partir das 10:00, com pico de intensidade média diária ocorrendo sempre no final da tarde. As máximas vetoriais encontradas variaram de $3,73 \text{ m.s}^{-1}$ às 18:00 do mês de maio a $6,42 \text{ m.s}^{-1}$ às 17:00 em dezembro. Para as médias aritméticas, as intensidades médias diárias máximas encontradas também ficaram entre 17:00 e 18:00, exceto em junho, onde a máxima diária ocorreu às 15:00. As máximas aritméticas encontradas variaram de $4,48 \text{ m.s}^{-1}$ às 18:00 do mês de maio a $6,71 \text{ m.s}^{-1}$ às 18:00 em dezembro.

É importante salientar que, para o cálculo vetorial, foi necessária a exclusão das medições de calmaria, ou seja, dados de velocidade nula ($0,0 \text{ m.s}^{-1}$), correspondentes a 6,34% do total de medições utilizadas. Logo, para efeitos de comparação, também foram excluídos os dados de calmaria para o cálculo da média aritmética. Outra informação importante é que a velocidade média do vento calculada vetorialmente é sempre inferior à média aritmética. Segundo Bernardo e Molion (2000), ao se levar em conta apenas a média aritmética do vento, pode-se cometer um erro de até 1 m.s^{-1} para a estação chuvosa, onde os períodos de calmarias são mais frequentes, e um erro de até $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ para estação seca.

Os valores horários médios mensais da velocidade do vento podem ser visualizados na Figura 17, onde, nas abcissas, têm-se os meses (de 1 a 12) e os horários entre 00:00 e 23:00. Por exemplo, 5_08 corresponde à média das 08:00 do mês de maio. Nela, é possível constatar a sazonalidade da variação interanual do

vento, que acompanha o regime de precipitação anual de Maceió, visto na Metodologia do presente trabalho. Em seu período seco, que compreende os meses de outubro a janeiro, são vistos os valores máximos anuais de velocidade média, que ficam entre 6,32 e 6,42 m.s⁻¹; as mínimas nesse período ficaram entre 0,86 e 1,26 m.s⁻¹. Já no período chuvoso, que abrange os meses de abril a julho, observam-se as mínimas anuais, com valores entre 0,18 e 0,57 m.s⁻¹; as máximas nesse período ficaram entre 3,73 e 4,41 m.s⁻¹.

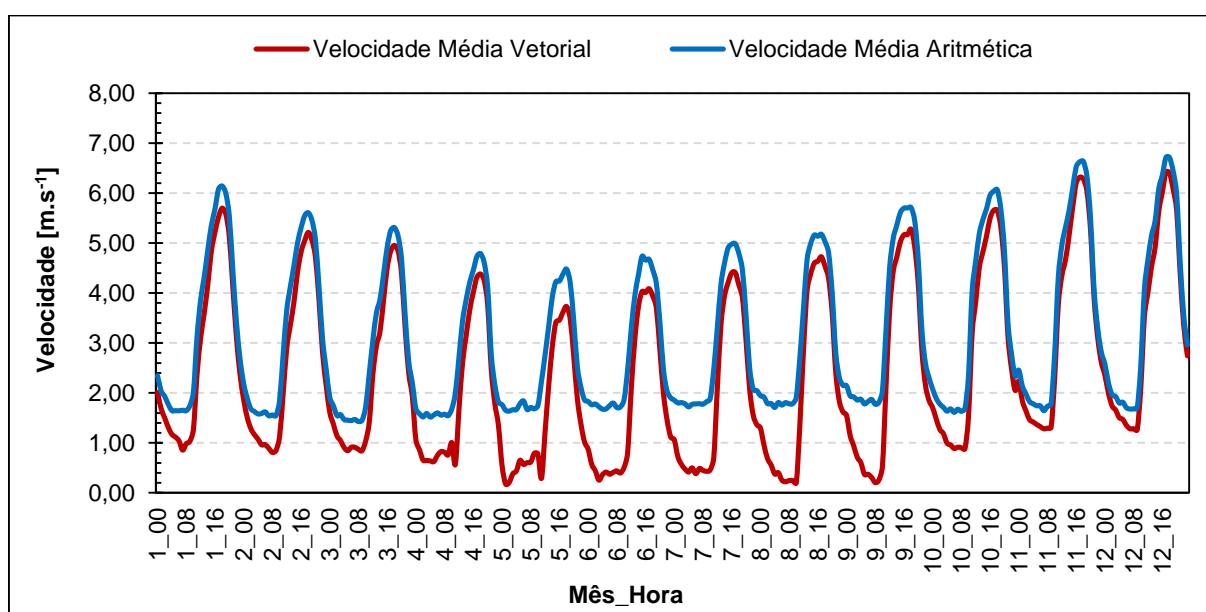
Para Rocha e Lyra (2000), dois fatores físicos podem ser responsáveis pelos ventos mais intensos no verão. Um é a disponibilidade de energia na forma de calor sensível, que é maior neste período, pois a radiação global é maior e a região se encontra na estação seca. Esse fator diminui a pressão atmosférica local, o que gera brisas mais intensas e, conseqüentemente, acelera o campo dos alísios. Na grande escala, espera-se que as maiores intensidades do vento ocorram no período de setembro a março, quando é maior a incidência de energia solar, favorecendo a intensificação dos movimentos convectivos sobre a maior parte da América do Sul tropical. No verão, o continente se torna mais aquecido que o oceano, de modo que a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) se posiciona sobre o Oceano Atlântico, afastada do continente e, conseqüentemente, aumenta-se o gradiente horizontal de pressão oceano-continente e a intensidade dos ventos alísios. Simultaneamente, a nível local, a brisa marítima também é intensificada pelo aumento do gradiente de pressão em função da diferença de temperatura entre continente e oceano. Esses dois fatores em conjunto são responsáveis pela intensificação do vento. Por outro lado, sabe-se que a pressão atmosférica dita pela grande escala é maior no período outono/inverno sobre a costa, o que diminui o gradiente horizontal de pressão e enfraquece os ventos nesse período. No inverno, o continente se torna mais frio e, em consequência disso, ocorre uma aproximação do centro da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que migra do oceano em sua direção (BASTOS & FERREIRA, 2000). Com isso, o gradiente de pressão horizontal e a intensidade dos ventos alísios diminuem. Ao mesmo tempo, à nível local, a brisa marítima é atenuada.

Deste modo, o comportamento diário da velocidade do vento pode ser explicado tomando-se em conta as circulações de grande escala e as locais de brisas marítima e terrestre. Sabe-se que o gradiente de temperatura (pressão) horizontal, entre continente-oceano, atinge um máximo no período da tarde e, portanto, a intensidade do vento é máxima nesse intervalo devido à atuação das brisas marítimas

em conjunto com os alísios. No entardecer, quando a taxa de resfriamento radiativo começa a predominar, o gradiente começa lentamente a se inverter, chegando a um máximo, no sentido contrário, antes do nascer do Sol, por volta de 05:00 a 07:00, passando a brisa a ser da terra para o mar durante toda a noite.

Sabe-se que a superposição dos alísios às brisas, dependendo da orientação da costa, pode gerar uma velocidade resultante maior ou menor que a do alísio (VAREJÃO-SILVA, 2006). Sabe-se ainda que, a costa leste do NEB sofre o efeito paralelo entre brisas terrestres e ventos alísios, sendo que este efeito dos alísios pode se sobrepor a brisa terrestre. Dependendo da orientação da costa, a velocidade do vento, resultante dos alísios, pode ser maior ou menor do que a força da brisa terrestre. (VAREJÃO-SILVA, 2006). Em Maceió, foi verificada a intensificação do vento devido à junção alísio-brisa (COSTA, 2009), com velocidades diurnas superiores de 5 a 6 vezes às noturnas (ROCHA & LYRA, 2000).

Figura 17 – Ciclos diários médios mensais da velocidade do vento referente ao período 2003-12, calculado pelos métodos vetorial e aritmético.

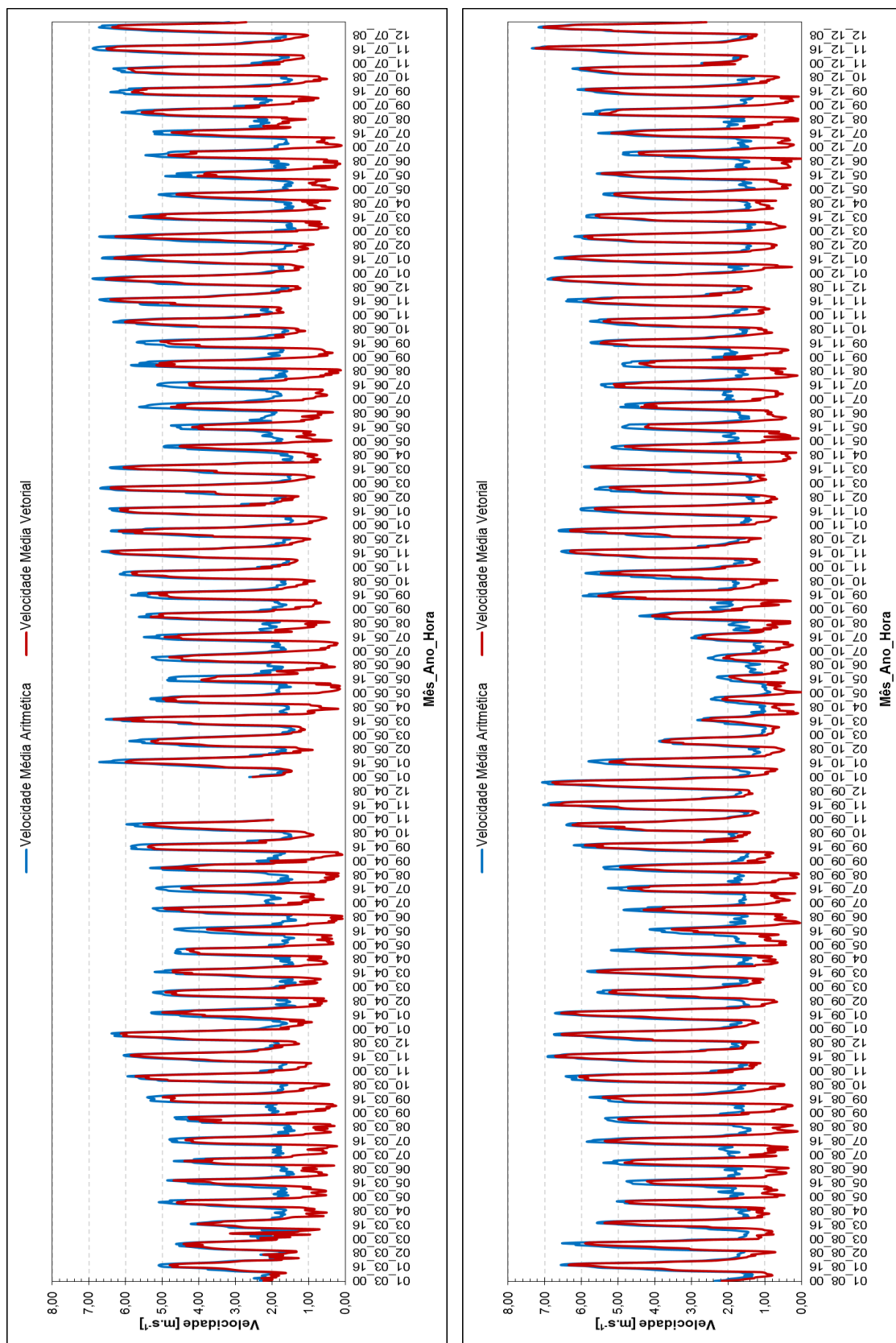


Fonte: Autora, 2016.

A Figura 18 ilustra os ciclos diários médios mensais de todo o período estudado. Nela é possível se observar a repetição ano a ano do padrão já observado na Figura 17. Um aspecto interessante é que, no ano de 2010, foram encontradas velocidades substancialmente menores em relação aos outros anos. É notável, também, a presença de valores médios menores no ano de 2003. Segundo Bernardo e Molion

(2000), essa queda na velocidade do vento em Maceió possivelmente está associada ao El Niño, que atuou em episódios de intensidade moderada em 2002-2003 e 2009-2010. No conjunto de dados utilizado, existe uma falha nas medições do período entre novembro e dezembro de 2004, o que explica a quebra na Figura 18.

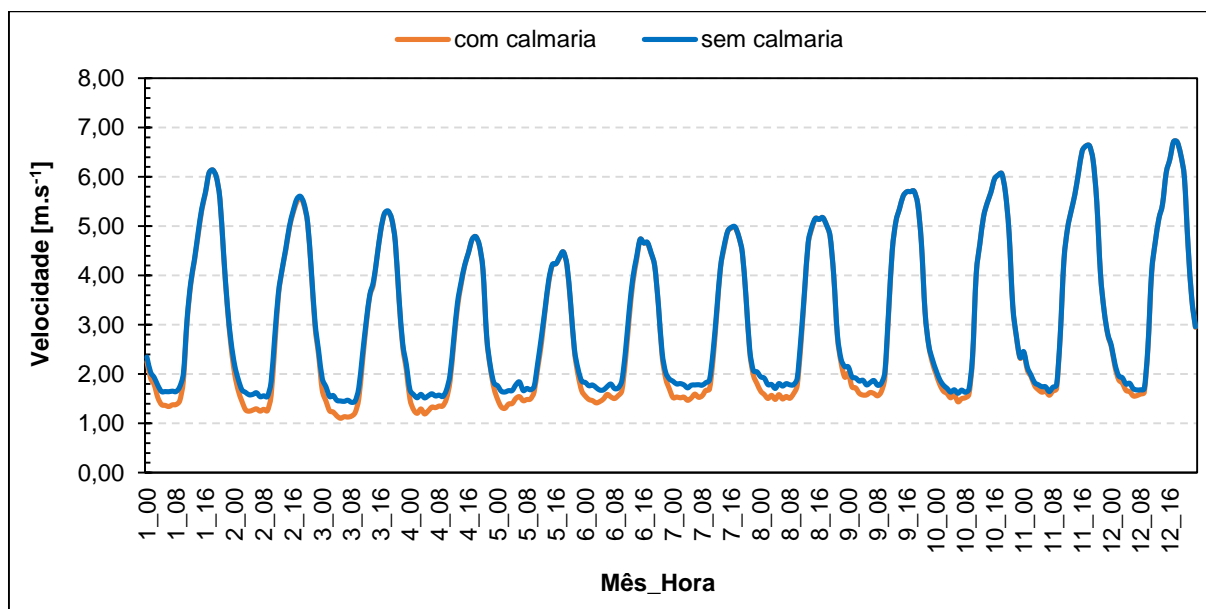
Figura 18 – Ciclo diário médio interanual da velocidade do vento referente ao período 2003-12, calculado pelos métodos vetorial e aritmético, dividido em 2003-2007 e 2008-2012.



Fonte: Autora, 2016.

Para análise da influência dos eventos de calmaria no cálculo da velocidade média do vento, a Figura 19 mostra a comparação entre os ciclos diários médios calculados pela forma aritmética com e sem dados de calmaria. Nela, é possível observar que a exclusão dos dados de calmaria no cálculo das médias não teve influência no comportamento do ciclo diário médio mensal resultante. As máximas diárias apresentaram valores iguais ou praticamente iguais. Já as mínimas foram até 24% menores ao se considerar as calmarias, variando entre 1,10 às 05:00 de março e 1,57 às 07:00 de novembro. Sem calmaria, como já citado anteriormente, esses valores ficaram entre 1,43 m.s⁻¹ às 08:00 do mês de março e 1,77 m.s⁻¹ às 08:00 do mês de setembro. A influência da calmaria foi claramente mais forte nos períodos do dia com maiores registros de vento nulo, ou seja, madrugada e primeiras horas da manhã, e mais fraca nos meses do período mais seco, sobretudo entre outubro e dezembro, onde os registros de calmaria foram menores (a ser discutido na Figura 20).

Figura 19 - Ciclo diário médio mensal da velocidade do vento referente ao período 2003-12, calculado pelo método aritmético, com e sem calmaria.

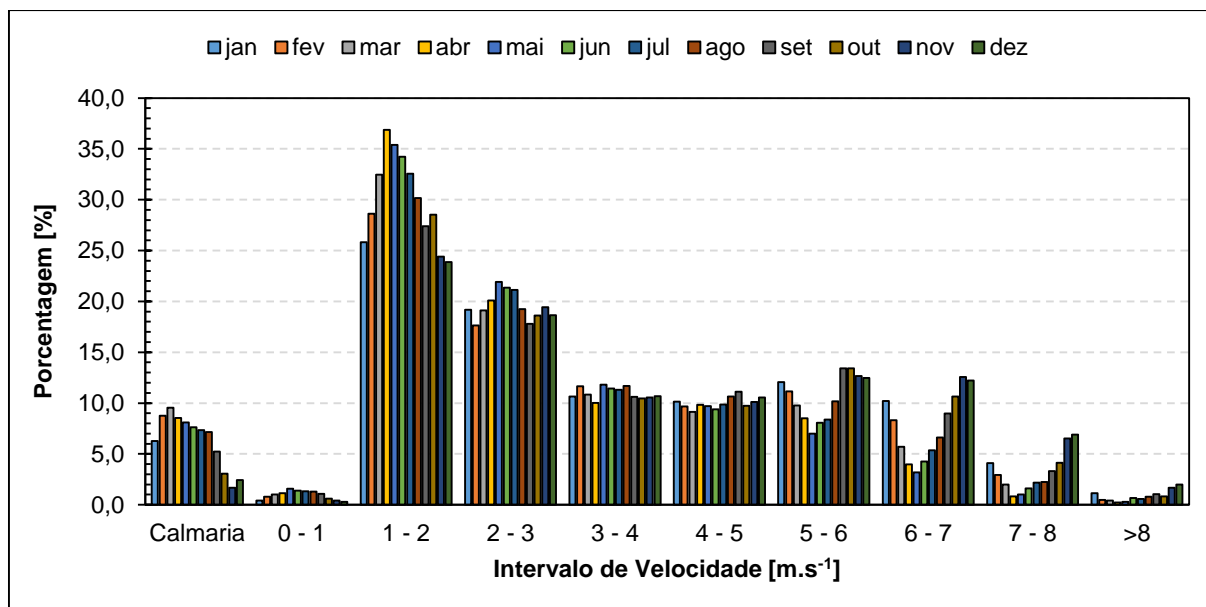


Fonte: Autora, 2016.

A Figura 20 mostra a distribuição de frequência da magnitude da velocidade do vento. Foi visto que em todos os meses predominou a velocidade entre 1 e 2 m.s⁻¹, e que essa porcentagem cresce com a chegada do período chuvoso e diminui com a aproximação do período seco, tendo frequência máxima em abril (36,86%) e maio

(35,39%). Os casos de calmaria foram menos frequentes no período mais seco (setembro a janeiro) e representam 6,34% do total de dados utilizados, com frequência máxima em março (9,55%) e fevereiro (8,75%). Da mesma forma, as velocidades abaixo de 1 m.s^{-1} foram menos frequentes neste período, com frequência máxima em maio (1,59%) e junho (1,39%), e mínima em dezembro (0,41%) e novembro (0,29%). Os ventos de 3 a 4 m.s^{-1} tiveram frequência semelhante em todos os meses, com o intervalo 3-4 m.s^{-1} variando de 10,01% em abril a 11,82% em maio, e o intervalo 4-5 m.s^{-1} de 9,14% em março a 11,12% em setembro. Os histogramas dos ventos nos intervalos 5-6, 6-7, 7-8 e $>8 \text{ m.s}^{-1}$ apresentam um padrão semelhante entre si, 5-6 e 6-7 m.s^{-1} diminuem até maio e 7-8 e $>8 \text{ m.s}^{-1}$ até abril, aumentando logo em seguida. A diminuição da frequência de ventos mais intensos coincide com a aproximação do período chuvoso, com maio tendo a maior média climatológica de precipitação acumulada mensal em Maceió (382,2 mm) (INMET, 2009). A frequência de ventos mais intensos volta a crescer gradualmente com o enfraquecimento do período chuvoso, sendo máxima no período seco. É nítida a transição do padrão dos histogramas, que tem formato convexo abaixo de 3 m.s^{-1} e côncavo a partir de 5 m.s^{-1} . Entre 3-4 e 4-5 m.s^{-1} , ocorre um comportamento de transição, onde os ventos têm frequência similar durante todo o ano. Deste modo, constata-se que uma maior ocorrência de ventos mais significativos, de 5 m.s^{-1} em diante, no período mais seco. No período chuvoso, são mais frequentes os ventos mais amenos de até 2 m.s^{-1} . Já os ventos de 3 a 4 m.s^{-1} são encontrados de maneira uniforme ao longo de todo o ano.

Figura 20 – Distribuição de frequência mensal da magnitude das medições de velocidade do vento, referente ao período 2003-12.



Fonte: Autora, 2016.

A Tabela 6 foi elaborada a partir dos valores utilizados na confecção da Figura 20. Nela, está classificada de maneira decrescente a frequência dos meses nas determinadas classes de magnitude de velocidade do vento. Para uma melhor visualização do padrão de comportamento do vento, foi aplicado um realce em vermelho para os meses correspondentes ao período mais seco (outubro a janeiro) e em azul para o período chuvoso (abril a julho). Observa-se um padrão de inversão entre os períodos predominantes, com o chuvoso predominando de 0-1 a 3-4 m.s⁻¹ e o seco de 4-3 m.s⁻¹ adiante. Os períodos apresentaram, no geral, um caráter bem antagônico, onde enquanto um era o mais frequente, o outro era o menos frequente. Nota-se uma maior frequência de meses mais 'secos' dentre as categorias de maior velocidade. Nos intervalos 0-1 e 1-2 m.s⁻¹ houve uma sequência repetida dos meses de janeiro, novembro e dezembro entre os menos frequentes. Nos demais intervalos não foi observada uma sequência repetida entre os meses.

Tabela 6 – Classificação decrescente da frequência mensal da magnitude da velocidade do vento, referente ao período 2003-12, com realce em vermelho para o período seco e azul para o período chuvoso.

	Calmaria	0 - 1	1 - 2	2 - 3	3 - 4	4 - 5	5 - 6	6 - 7	7 - 8	>8
Mais freqüente	mar	mai	abr	mai	mai	set	set	nov	dez	dez
-	fev	jun	mai	jun	ago	ago	out	dez	nov	nov
-	abr	jul	jun	jul	fev	dez	nov	out	out	jan
-	mai	ago	jul	abr	jun	jan	dez	jan	jan	set
-	jun	abr	mar	nov	jul	nov	jan	set	set	out
-	jul	set	ago	ago	mar	jul	fev	fev	fev	ago
-	ago	mar	fev	jan	dez	abr	ago	ago	ago	jun
-	jan	fev	out	mar	jan	out	mar	mar	jul	jul
-	set	out	set	dez	set	mai	abr	jul	mar	fev
-	out	jan	jan	out	nov	fev	jul	jun	jun	mar
-	dez	nov	nov	set	out	jun	jun	abr	mai	mai
Menos freqüente	nov	dez	dez	fev	abr	mar	mai	mai	abr	abr

Fonte: Autora, 2016.

4.1.2 Direção do Vento

As análises das médias mensais horárias da direção do vento também mostraram um ciclo diário bem marcado que se diferencia entre as quadras seca e chuvosa (Figura 21). Para a descrição dessa parte dos resultados, dividiu-se a direção em oito classes, descritas na Tabela 7.

Tabela 7 – Especificação das direções utilizadas e seus respectivos intervalos angulares.

Abreviatura	Direção	Intervalo da direção
-	Calmaria	sem direção definida
N	Norte	337,5 a 22,5°
NE	Nordeste	22,5 a 67,5°
E	Leste	67,5 a 112,5°
SE	Sudeste	112,5 a 157,5°
S	Sul	157,5 a 202,5°
SW	Sudoeste	202,5 a 247,5°
W	Oeste	247,5 a 292,5°
NW	Noroeste	292,5 a 337,5°

Fonte: Autora, 2016.

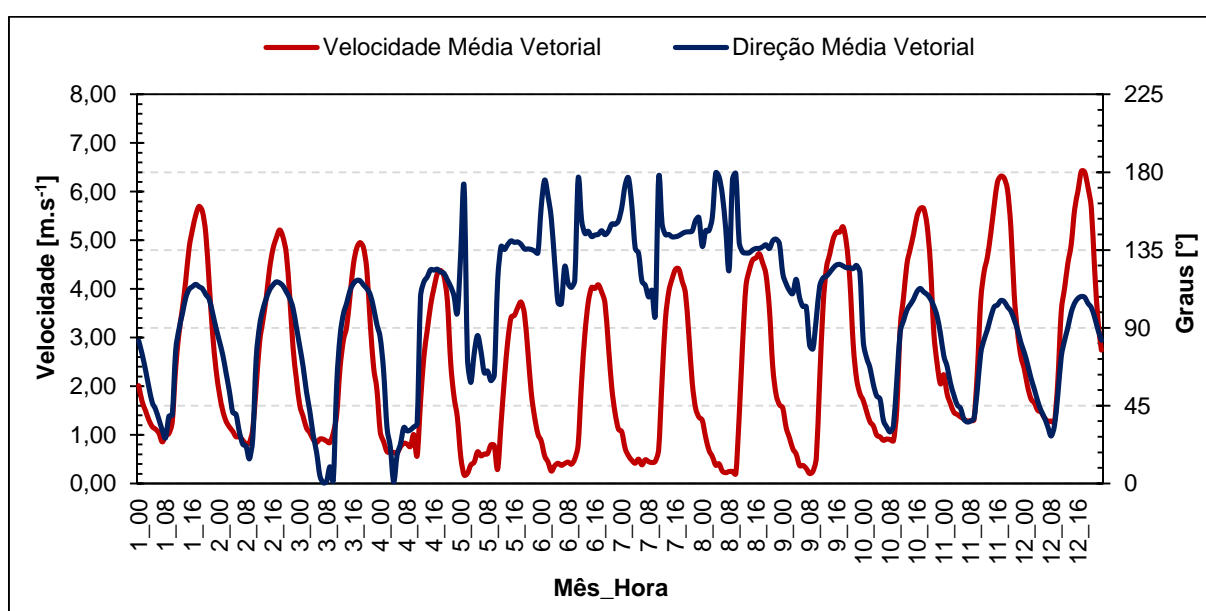
De outubro a janeiro, entre 02:00 e 10:00 da manhã, a direção do vento foi, sem exceção, de NE, variando entre 26,45 e 66,89°. Nos meses de novembro e dezembro, nas demais horas do dia, ou seja, entre 11:00 e 01:00, o vento desceu um quadrante e sua direção média foi predominantemente de E. O mês de outubro teve

comportamento similar, mas apresentou vento médio de SE às 17:00. Janeiro se diferenciou ainda mais porque, entre 16:00 e 19:00, o vento passou para o quadrante SE, ainda assim mantendo valores muito próximos de E, entre 112,6 e 115,12°. É possível visualizar um padrão de ‘giro’ diário do vento entre os quadrantes NE e E/SE neste período (de 26,45 a 115,12°).

A análise de fevereiro mostrou um ciclo diário semelhante ao de janeiro, mas com algumas ressalvas. A direção média do vento foi de NE entre 02:00 e 07:00 e às 10:00, mas foram encontrados valores menores, entre 22,78 e 64,32, ou seja, o vento ficou mais a norte. Entre 08:00 e 09:00, o vento chegou a subir para o quadrante N. Nas demais horas do dia, a direção de vento média foi análoga a de janeiro.

O mês de março apresentou uma alteração semelhante a do mês de fevereiro, sofrendo mais um giro a esquerda e apresentando ventos mais de norte durante a madrugada e as primeiras horas da manhã. Entre 02:00 e 11:00, a direção média do vento se dividiu entre os quadrantes N e NE, com ventos de NE entre 02:00 e 04:00 e às 11:00 (entre 28,10 e 56,61°), e ventos de N entre 05:00 e 10:00 (entre 0,39 e 18,22°). Outra mudança observada nesse mês foi a presença mais marcante de ventos de SE, que ocorreram entre 16:00 e 20:00. Nos demais horários do dia, os ventos repetiram o padrão anterior, ou seja, foram de E.

Figura 21 – Ciclos diários médios mensais da direção do vento referente ao período 2003-12, sobreposto ao ciclo diário médio mensal da velocidade do vento, calculado pelos métodos vetorial e aritmético.



Fonte: Autora, 2016.

Abril, assim como março, apresentou ventos de NE e N ($0,93$ a $64,92^\circ$) na madrugada e primeiras horas da manhã, entre 01:00 e 11:00. Um fator marcante foi o aumento de ventos de SE, que desta vez ocorreram entre 13:00 e 21:00. Nos demais horários do dia, os ventos repetiram o padrão anterior, ou seja, foram de E.

Em maio, o comportamento da direção do vento adquiriu uma nova característica. Entre 02:00 e 10:00, ele ficou entre os quadrantes NE e E, variando de $58,42$ a $85,56^\circ$, ou seja, se afastou da direção N, girando a direita. Foi significativo, mais uma vez, o aumento da quantidade de horas com ventos médios de SE, que sopraram entre 11:00 e 00:00. Às 01:00, a direção média foi de S.

Os meses de junho e julho assumiram um ciclo diário médio um pouco mais uniforme. Entre 12:00 e 23:00, os ventos foram, sem exceção, de SE (de $142,6$ a $153,69^\circ$). Entre 00:00 e 11:00, o vento variou entre os quadrantes E, SE e S, seguindo basicamente o seguinte padrão: entre 00:00 e 02:00 em junho e 00:00 e 03:00 em julho, logo após os ventos de SE, ele se direcionou para S (entre $159,6$ e $176,7^\circ$), voltando depois para SE (entre 03:00 e 04:00 em junho e 04:00 e 07:00 em julho) e em seguida E (entre 05:00 e 06:00 em junho e 08:00 e 10:00 em julho). Junho apresentou, ainda, ventos de SE entre 07:00 e 10:00. Ambos junho e julho apresentaram ventos médios de S às 11:00, assumindo logo em seguida a direção SE ao longo do dia.

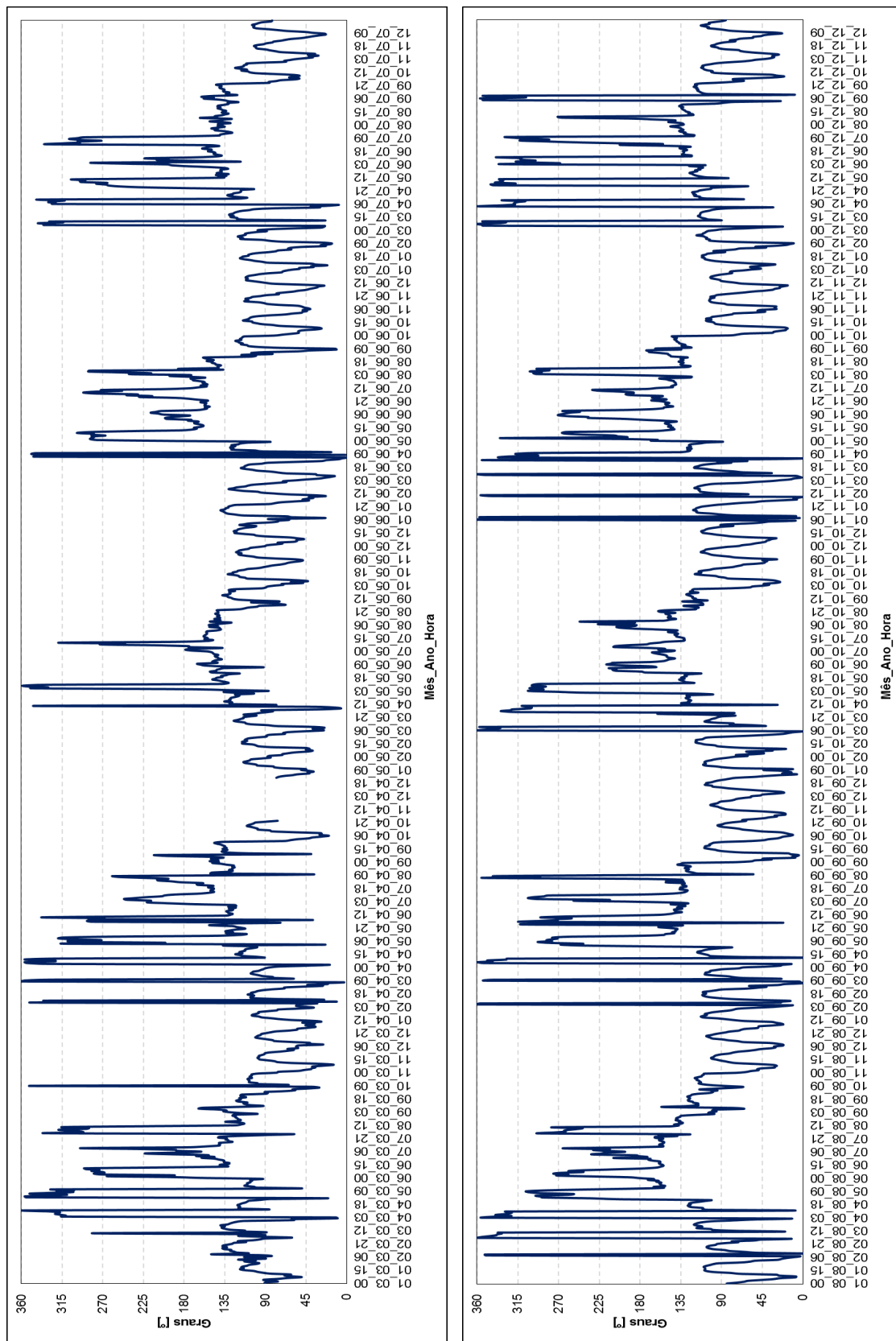
Em agosto, a direção média de SE se adentrou nas primeiras horas da madrugada, atuando entre as 11:00 e as 03:00. Entre 04:00 e 10:00, o vento médio oscilou entre as direções S e SE, sendo de S entre 04:00 e 06:00, SE entre 07:00 e 08:00, voltando ao quadrante S entre 09:00 e 10:00 para, em seguida, assumir a direção SE novamente. Setembro apresentou um comportamento mais próximo aos meses do período seco, com ventos de SE entre 11:00 e 01:00 e ventos predominantemente de E nos demais horários do dia, ou seja, entre 02:00 e 10:00, apresentando apenas um horário com vento médio de SE nesse intervalo, às 04:00.

Nos resultados apresentados anteriormente, um padrão no comportamento diurno foi observado, com ventos diurnos de ESE entre setembro e abril, e ventos de SSE e S (entre 135 e 180°) entre maio e agosto.

A Figura 22 ilustra o ciclo diário médio de todos os meses compreendidos no período de estudo (janeiro/2003 a dezembro/2012). Ela mostra que a partir de setembro até os primeiros meses do ano seguinte, correspondendo ao período de primavera/verão, a variabilidade diária do vento é menor, indo por volta de 0 a 135° ,

ou seja, entre N/NE e E/SE. Nos demais meses, correspondentes ao outono/inverno, a variabilidade diária do vento aumenta, sobretudo com ventos entre 270 e 360°, ou seja, de W e NW. Entre junho e agosto de 2010 foi observado que a variabilidade do vento foi menor, indo por volta de 130 a 245°, ou seja, de SE a SW. A partir de setembro deste ano, voltou a predominar o regime de N/NE e E/SE, mas o mesmo findou de maneira precipitada em meados de dezembro, adiantando o surgimento de ventos do quadrante N para janeiro do ano seguinte.

Figura 22 – Ciclo diário médio interanual da direção do vento referente ao período 2003-12, dividido em 2003-2007 e 2008-2012.

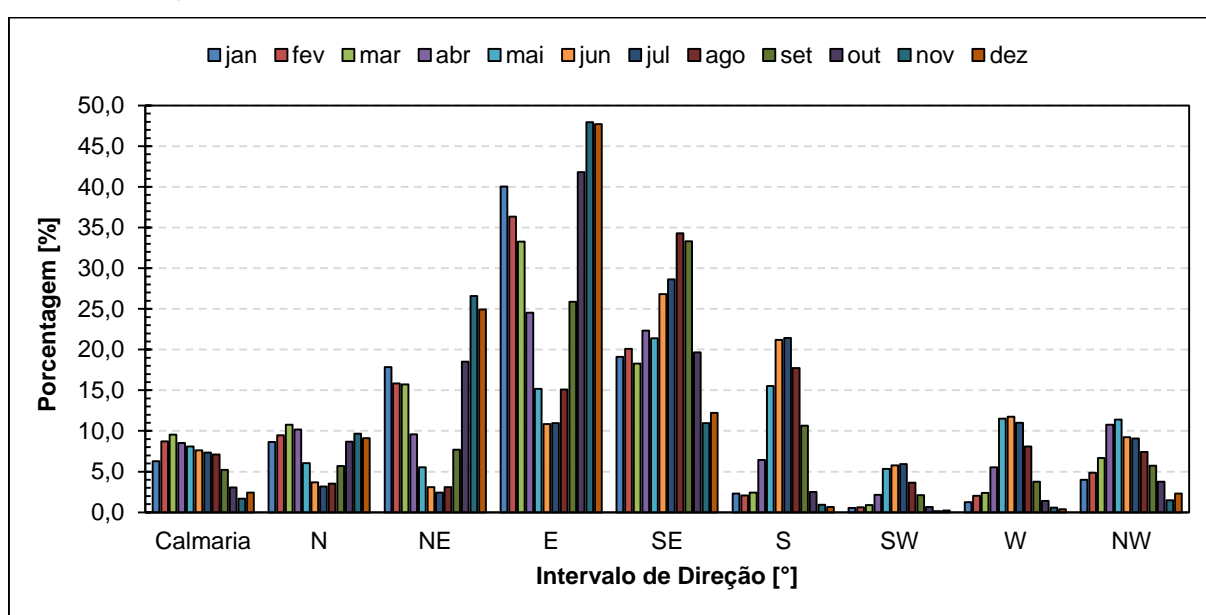


Fonte: Autora, 2016.

A Figura 23 ilustra a distribuição de frequência das medições de direção do vento. Nela fica mais fácil a visualização das mudanças que a direção do vento sofre ao longo do ano, complementando o que foi observado e discutido a partir das Figuras 21 e 22. A partir dela, nota-se à primeira vista quais as direções que predominam no regime dos ventos em Maceió, E e SE. Outro aspecto claramente notável é o comportamento oposto que essas direções assumem ao longo do ano, com a direção E formando um histograma convexo e a SE um côncavo, ou seja, os ventos de E predominando nas proximidades da primavera/verão, entre outubro e abril, e os de SE por volta do outono/inverno, entre maio e setembro. O mesmo comportamento já foi observado no litoral de Alagoas (LYRA, 1998; SANTOS *et al.*, 2004; SILVA *et al.*, 2010). Sabe-se que o regime dos ventos na costa leste do NEB é governado pelos alísios e pelas brisas. Os alísios são ventos resultantes da circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), um sistema que se desloca de acordo com o movimento aparente do sol. Foi observado que durante o inverno do Hemisfério Sul, a ASAS se aproxima do continente devido ao seu resfriamento. Com isso, sua circulação favorece a atuação de alísios de SE na costa leste do NEB. Também neste período, a diminuição do gradiente de temperatura oceano-continente deixa os alísios mais fracos. Já no verão, a ASAS fica mais oceânica e bem configurada, e os alísios passam a atingir a costa de Maceió através do quadrante E e com maior intensidade (BASTOS & FERREIRA, 2000; SERVAIN & LUKAS, 1990; SANTOS *et al.*, 2004). Os padrões côncavos e convexos se repetiram em todas as demais direções. As direções N, NE apresentaram padrão convexo e as direções S, SW, W e NW, côncavo. Sabe-se que os ventos de N e NE estão associados principalmente às brisas terrestres do período mais seco, quando, devido à atuação mais marcante dos alísios, as brisas não conseguem se inverter 180° à noite, desviando-se desta forma para N e NE. Já os ventos de W e NW estão associados às brisas terrestres do período mais chuvoso, quando, devido à atuação mais branda dos alísios, elas conseguem se inverter de maneira mais pronunciada à noite. Os ventos de S e SW foram associados à maior entrada de sistemas frontais que ocorre no outono/inverno. Outra constatação a ser feita, é a maior ocorrência da formação de padrões convexos em comparação a côncavos dentre as diferentes direções. Segundo Rocha & Lyra (2000), no outono e inverno, a atenuação da brisa marítima permite uma maior variabilidade na direção do vento. Os momentos de calmaria, já observados na Figura 20, foram menos frequentes no período seco e meses vizinhos, mais especificamente entre setembro

e janeiro, e representaram 6,34% do total de medições. Num estudo feito por Silva *et al.* (2010), foi feita a distribuição de frequência da direção do vento por estações do ano para a cidade de Roteiro, uma cidade litorânea de Alagoas localizada 50 km ao sul de Maceió. Nesse estudo, foi observado o mesmo comportamento côncavo para N, NE e E, com as maiores ocorrências acontecendo na primavera e verão, e convexo para as demais direções, mais frequentes entre o outono e o inverno.

Figura 23 – Distribuição de frequência mensal das medições de direção do vento, referente ao período 2003-12.



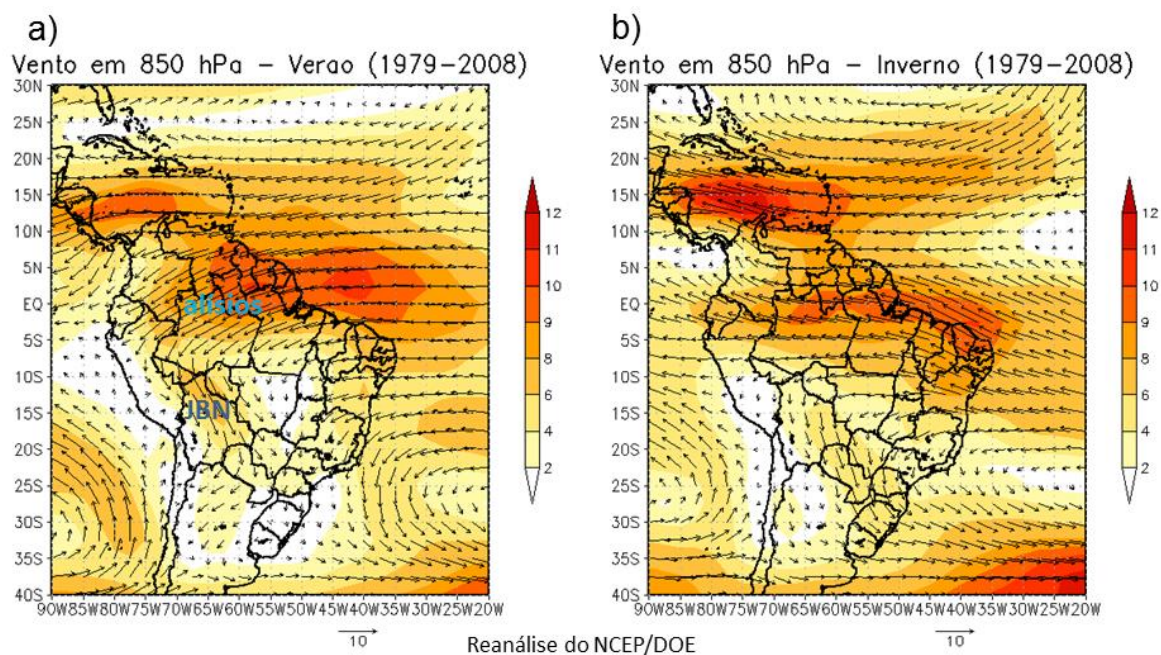
Fonte: Autora, 2016.

Enfatizando novamente a influência dos alísios, sabe-se que eles são resultado da circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), um sistema de grande escala explicado pelo modelo de circulação global atmosférica. A ASAS possui grande importância para o clima da América do Sul, seja no verão ou inverno (BASTOS e FERREIRA, 2000). Vianello e Maia (1986) consideram o sistema determinante na definição de grande parte das condições de tempo no continente sul-americano. Segundo Molion *et al.* (2004), o clima dessa região é amplamente afetado pelo deslocamento longitudinal (zonal) do centro do Anticiclone Subtropical ao longo do ano.

O deslocamento desse sistema ao longo do ano tem ligação direta ao regime dos ventos na costa do Nordeste Brasileiro. Durante o verão no hemisfério Sul, o aquecimento continental e a alta disponibilidade de umidade promovem condições de

instabilidade na atmosfera no Brasil Central. O ar aquecido e menos denso ascende facilmente, transporta umidade em altitude e favorece a formação de nuvens espessas, responsáveis por consideráveis volumes de chuva nessa área. Nessas condições, a ASAS encontra-se afastada do continente, reduzida sobre o Oceano Atlântico. Sobre o continente predomina um sistema de baixa pressão (NIMER, 1979). Para a costa leste do NEB, Servain & Lukas (1990) verificaram que, no começo do ano, quando a ASAS se encontra afastada do continente, a direção predominante dos ventos é leste/nordeste. Com a intensificação da Alta Subtropical sobre o continente no meio do ano, a circulação anticiclônica passa a atingir perpendicularmente a costa nordestina com ventos de sudeste. Nessa época, sobretudo entre os meses de abril e julho, o litoral da região é beneficiado pelo transporte de umidade marítima, o que define sua estação chuvosa. Esse comportamento do vento pode ser visualizado na Figura 24, que ilustra a direção e a magnitude média do vento em 850 hPa no verão e inverno.

Figura 24 - Direção (setas) e magnitude (colorido) do vento em 850 hPa no (a) verão e (b) inverno. Médias calculadas a partir da reanálise do NCEP/DOE (KANAMITSU *et al.* 2002) no período de 1979 a 2008.



Fonte: Reboita *et al.*, 2012.

A Tabela 8 foi elaborada a partir dos valores utilizados na confecção da Figura 23. Nela, está classificada de maneira decrescente a frequência dos meses nas determinadas classes de direção do vento. Para uma melhor visualização do padrão de comportamento do vento, foi aplicado um realce em vermelho para os meses correspondentes ao período mais seco (outubro a janeiro) e em azul para o período chuvoso (abril a julho). Assim como na Tabela 6, observa-se um padrão de inversão do vento predominante. Os ventos de N, NE e E foram, a grosso modo, mais frequentes durante o período escolhido como seco. Já os de SE, S, SW, W e NW foram mais presentes no período chuvoso. Também como visto na Tabela 6, os períodos foram antagônicos quanto as suas presenças. As direções NE e E tiveram a sequência de meses novembro, dezembro, outubro e janeiro como a mais frequente. Nos demais intervalos não foi observada uma sequência repetida entre os meses.

Tabela 8 – Classificação decrescente da frequência mensal da direção do vento, referente ao período 2003-12.

	Calmaria	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Mais freqüente	mar	mar	nov	nov	ago	jul	jul	jun	mai
-	fev	abr	dez	dez	set	jun	jun	mai	abr
-	abr	nov	out	out	jul	ago	mai	jul	jun
-	mai	fev	jan	jan	jun	mai	ago	ago	jul
-	jun	dez	fev	fev	abr	set	abr	abr	ago
-	jul	out	mar	mar	mai	abr	set	set	mar
-	ago	jan	abr	set	fev	out	mar	mar	set
-	jan	mai	set	abr	out	mar	out	fev	fev
-	set	set	mai	mai	jan	jan	fev	out	jan
-	out	jun	ago	ago	mar	fev	jan	jan	out
-	dez	ago	jun	jul	dez	nov	dez	nov	dez
Menos freqüente	nov	jul	jul	jun	nov	dez	nov	dez	nov

Fonte: Autora, 2016.

4.2 Resultados do modelo de microescala

Nessa segunda etapa dos resultados, será apresentado o resultado da utilização do modelo WAsP usando como dado de entrada o conjunto de dados anemométricos. Esta etapa teve dois objetivos, o primeiro realizar uma estatística da direção e velocidade do vento e o segundo gerar mapas de vento de alta resolução (100 metros) para a região metropolitana de Maceió.

4.2.1 Direção do vento

Para análise da direção do vento, foram elaboradas rosas dos ventos divididas em 8 setores (os mesmos aplicados na discussão feita anteriormente no Capítulo 3.1.2) com o conjunto de dados observados, através de uma das ferramentas do WAsP, mais especificamente a *OWC Wizard*.

A Figura 25 ilustra as rosas dos ventos médias mensais elaboradas com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012. Nela, é possível visualizar mais facilmente a variação sazonal da direção do vento, constatada anteriormente no Capítulo 3.2.1. A distribuição de frequência observada nas rosas dos ventos pode ser vista numericamente na Tabela 9. Entre outubro e março, predominam os ventos do setor E. A partir de abril, cresce a frequência dos ventos de SE, que se mantém predominante entre maio e setembro. Observa-se também que, entre abril e julho, ocorre um aumento substancial de ventos de NW; entre maio e julho, aumentam os ventos do setor W; e entre maio e agosto, cresce a frequência dos ventos do setor S. A ocorrência de ventos dos setores NW, W, SW e S é quase insignificante entre os meses de outubro e janeiro.

Em 1998, Lyra realizou um estudo onde constatou que, para Alagoas, a direção predominante do vento é comandada pelos ventos alísios, resultantes do sistema de circulação de grande escala. Nesse trabalho, ele observou a predominância de ventos de NE no verão e ventos de SE no inverno. Posteriormente, Rocha e Lyra (2000), num estudo sobre a ocorrência de brisas em Maceió, constataram a forte influência que as brisas costeiras têm, também, sobre o regime dos ventos na cidade. Nesse trabalho, foi observado que, à noite, a direção do vento no período do verão foi, em média, de N, passando a NE no decorrer do dia, enquanto no outono/inverno, a direção variou entre S/NW à noite, passando para E/SE ao dia. Os autores justificaram que a diferença na direção do vento à noite entre os períodos se dá devido à maior atuação da brisa de terra-mar (terral para os nativos) no período de outono/inverno, que

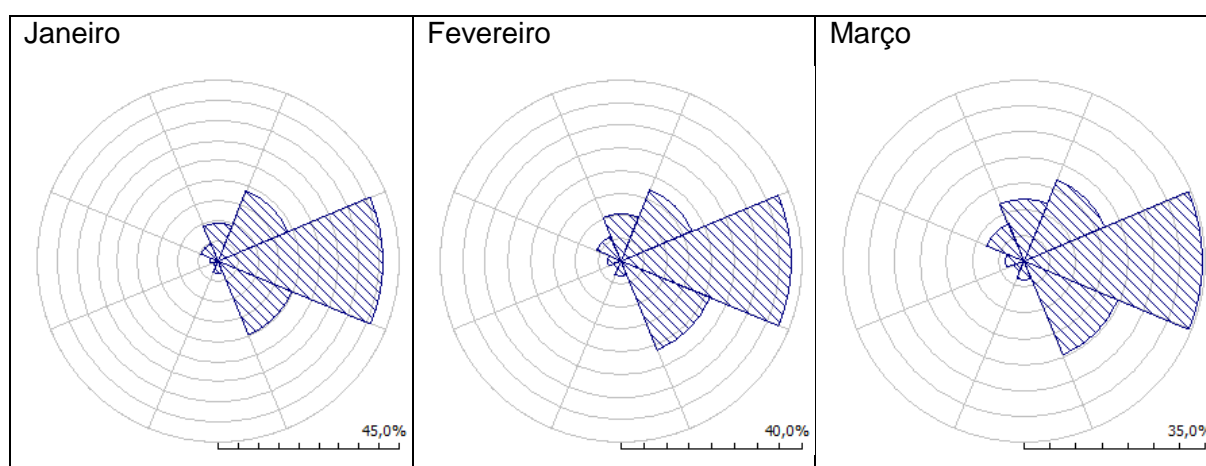
consegue vencer o vento produzido pelo sistema de grande escala (mais fraco neste período), invertendo a direção do vento à noite. Já no período do verão, a velocidade do vento originado pelo sistema de grande escala é mais forte, o que não permite que a brisa terral consiga inverter a direção, mas apenas se desviar para Norte. Ainda neste trabalho, foi dito que o litoral de Alagoas forma um ângulo de aproximadamente 45° com relação ao eixo Norte-Sul da terra, o que faz com que a brisa terral tenha a direção aproximada de NW para Alagoas, sendo esse comportamento identificado sobretudo entre abril e agosto (outono/inverno).

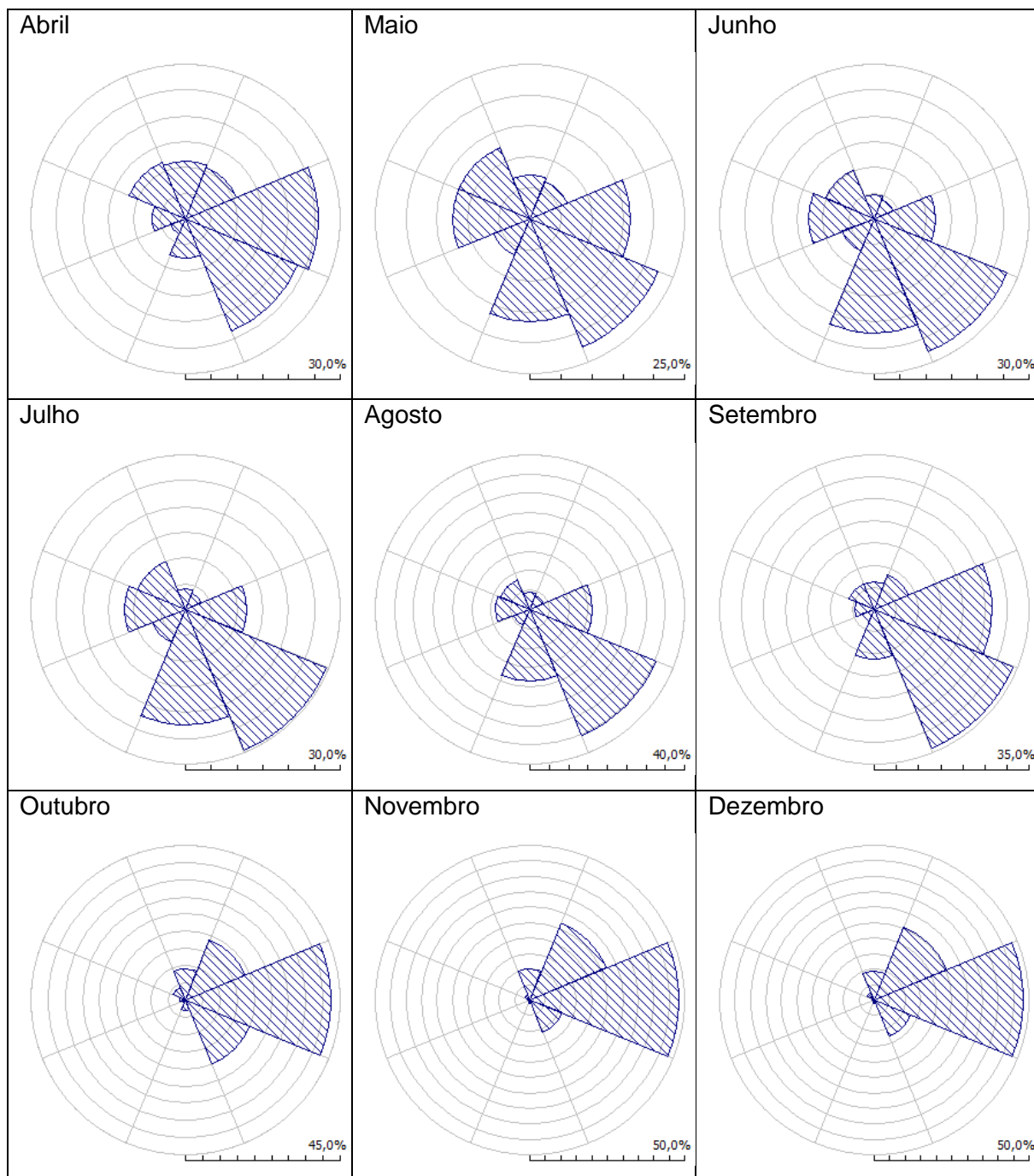
Tabela 9 – Distribuição de frequência da direção do vento por setor.

Setor	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
N	9,4	10,5	12	11,2	7,1	4,6	4,1	4,4	6,3	9	9,9	9,4
NE	18,6	16,9	16,9	10,6	6,6	4	3,3	4	8,3	18,9	26,8	25,3
E	40,8	37,4	34,5	25,6	16,2	11,8	11,9	16	26,5	42,2	48,2	48
SE	19,9	21,2	19,5	23,4	22,4	27,8	29,6	35,2	34	20	11,2	12,5
S	3,1	3,2	3,6	7,5	16,5	22,2	22,3	18,6	11,3	2,9	1,1	1
SW	1,3	1,7	2,1	3,2	6,3	6,7	6,9	4,5	2,7	1	0,4	0,5
W	2	3,1	3,6	6,6	12,5	12,7	11,9	9	4,4	1,8	0,8	0,7
NW	4,8	6	7,9	11,8	12,4	10,2	10	8,3	6,4	4,2	1,7	2,6

Fonte: Autora, 2016.

Figura 25 – Rosas dos ventos médias mensais elaboradas com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012 através do modelo WASP.



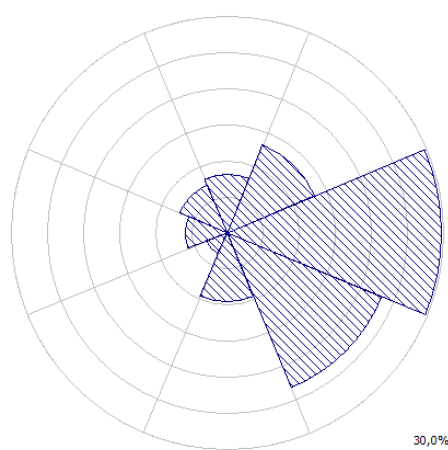


Fonte: Autora, 2016.

A Figura 26 mostra a rosa dos ventos média anual elaborada com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012. Nela, é notável a predominância de ventos de E e SE em Maceió ao longo do ano, ficando clara a influência dos ventos alísios e das brisas diurnas marítimas no regime de vento da cidade. Em menor escala, mas presentes, os ventos de W, NW e N indicam a possível presença do efeito de brisa terrestre noturna.

Um fato curioso a ser comentado é a ligeira predominância dos ventos de E (29,7%) sobre os de SE (23,2%), observado na direção média anual (Figura 26). O quadrante E predominou também entre os meses de outubro a abril (Figura 25). O NEB é fortemente influenciado pelos alísios, que oscilam de intensidade e direção entre o continente e o oceano (SILVA, 2002). Como explicado anteriormente, os alísios sobre a América do Sul estão relacionados ao centro de alta pressão do Atlântico, conhecido também como Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), e como sua posição e intensidade se modificam sazonalmente, os padrões dos alísios segue esta variabilidade (MUNHOZ, 2008). Para a costa leste do NEB, Servain & Lukas (1990) verificaram que, no começo do ano, quando a ASAS se encontra afastada do continente, a direção predominante dos ventos é leste/nordeste. Com a intensificação da Alta Subtropical sobre o continente no meio do ano, a circulação anticiclônica passa a atingir perpendicularmente a costa nordestina com ventos de sudeste. Essa variabilidade sazonal da direção predominante dos alísios entre E e SE explica o ciclo anual observado na Figura 25, onde a direção predominante varia entre E e SE de acordo com o mês, e também a frequência similar entre as direções, mas ligeiramente maior do quadrante E, observada na média anual.

Figura 26 – Rosa dos ventos média anual elaborada com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012 através do modelo WAsP e respectivas frequências por setor.



Setor	[%]
N	8,10%
NE	13,20%
E	29,70%
SE	23,20%
S	9,60%
SW	3,20%
W	5,80%
NW	7,30%

Fonte: Autora, 2016.

Na Tabela 10, estão listadas as velocidades médias mensais e anuais do vento divididas por setor de direção do vento. É observado que, em todos os meses, as maiores velocidades de vento estão associadas às direções E, SE e S. Outro aspecto

constatado é que os ventos de SE apresentaram velocidades superiores às outras direções ao longo do ano inteiro. É visto também que, entre agosto e abril, as maiores velocidades observadas foram dos ventos de SE; em seguida estão os ventos de E, com os ventos de S logo depois. Entre maio e julho, esse comportamento se altera, estando os ventos de S em segundo lugar nas maiores velocidades, seguidos pelos ventos de E. Ainda na Tabela 10, é possível observar a variação da velocidade do vento ao longo do ano, que apresenta valores mais significativos no período seco, entre outubro e janeiro.

A costa do leste do NEB apresenta uma situação única em toda costa brasileira, pois as circulações de brisa estão imersas no campo dos ventos alísios, que são resultantes da circulação geral da atmosfera. A ocorrência de ventos mais intensos advindos de SE ao longo de todo o ano tem ligação à atuação constante dos alísios sobre a costa de Maceió, possivelmente, associada às brisas de mar. No estudo feito por Rocha e Lyra (2000), foi visto que, durante o dia, a brisa do mar em fase com os alísios fez com que a velocidade neste período fosse de 5 a 6 vezes superior ao período noturno. Em contrapartida, a intensidade da brisa de terra (madrugada) é menos intensa, ou às vezes inexistente, porque ela se opõe à direção dos alísios. Esse raciocínio pode ser aplicado às menores velocidades médias observadas advindas das direções N, W e NW, podendo estas estarem associadas às brisas terrestres (madrugada), o que será discutido adiante.

A ocorrência de velocidades significativas de ventos de S, variando entre o segundo e o terceiro mais intenso ao longo do ano, se deve, provavelmente, ao intervalo angular utilizado no trabalho, onde o setor S abrange de 157,5 a 202,5°, ou seja, acaba incorporando ventos de SE em sua média.

Tabela 10 – Velocidades médias mensais e anuais do vento (m.s⁻¹) por setor, referentes ao período 2003-12.

Setor	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	2003-12
N	1,63	1,63	1,57	1,59	1,57	1,42	1,39	1,47	1,57	1,65	1,69	1,67	1,61
NE	2,34	2,21	2,01	1,89	1,86	1,67	1,55	1,63	1,87	2,4	2,53	2,57	2,25
E	4,12	3,79	3,57	3,2	2,95	2,83	3	3,33	3,88	4,15	4,8	4,74	3,93
SE	5,15	4,75	4,51	4,16	3,84	4,05	4,01	4,27	4,63	5,01	5,62	5,69	4,5
S	3,04	2,51	2,46	2,71	3,29	3,28	3,37	3,23	3,6	3,23	2,9	2,53	3,22
SW	1,21	0,98	1,17	1,53	2	1,84	1,85	1,76	1,66	1,44	1,07	1,12	1,75
W	1,3	1,3	1,39	1,59	1,87	1,77	1,83	1,6	1,56	1,45	1,48	1,24	1,69
NW	1,55	1,55	1,47	1,54	1,62	1,56	1,58	1,54	1,52	1,52	1,58	1,52	1,55
Média	3,51	3,2	2,92	2,71	2,68	2,83	2,91	3,12	3,48	3,55	3,86	3,87	3,21

Fonte: Autora, 2016.

Para um melhor entendimento da dinâmica diária da direção do vento, a Tabela 11 traz um mosaico com a distribuição de frequência do vento por setor durante o período chuvoso (abril a julho), divididos em turnos de 6 horas, sendo estes de 01:00 às 06:00, 07:00 às 12:00, 13:00 às 18:00 e 19:00 às 00:00. Nela se observa que, nesse período, a direção do vento apresenta comportamento similar na madrugada (01-06h) e primeiras horas da manhã (07-12h). Nesses dois turnos, os ventos mais frequentes são os de W e NW. No turno da tarde (13-18h), os ventos de SE predominaram com 44,3% de frequência, seguidos pelos ventos de E e S, com porcentagem em torno dos 20%. Nas demais direções, a presença dos ventos não foi significativa. Nas primeiras horas noturnas (19-00h), o comportamento do vento foi praticamente igual ao do turno da tarde, mas diminuíram-se os ventos de SE (35%) e as demais direções tiveram um ligeiro aumento de frequência.

A Figura 27 traz a rosa dos ventos para cada turno do período chuvoso, facilitando a visualização dos dados observados na Tabela 11. É visto que entre 13-18h e 19-00h predominam os efeitos dos alísios de SE. Também são frequentes os ventos de S e E. Na madrugada (01-06h) e primeiras horas da manhã (07-12h), é marcante a presença dos ventos de W, NW e N, confirmando-se aqui a atuação das brisas terrestres. No entanto, é curioso o efeito de brisa terrestre ocorrendo de maneira tão bem delineada no turno da manhã (07-12h).

Uma hipótese para esse comportamento seria a ocorrência do fenômeno de brisa urbana, denominada na literatura com nomes como *Urban Heat Island Circulation* (YOSHIKADO, 1992; LU *et al.*, 1997; KURBATSKII, 2000 apud HIDALGO, 2008), *Urban Breeze* (LEMONSU, 2002 apud HIDALGO, 2008) e *Country Breeze* (BARLAG & KUTTLER, 1990). A brisa urbana é definida como o lento fluxo de ar intermitente próximo ao solo que flui de áreas rurais para o centro urbano, independente de regimes de fluxo de ar sobrejacentes, e que são induzidos pelas diferenças de temperatura entre a cidade e a área rural adjacente (KUTTLER, 1988). É definida teoricamente também com uma analogia à brisa terra-mar (HIDALGO, 2008). O gradiente de temperatura entre campo e cidade se dá devido às particularidades das características físicas das áreas urbanas como vegetação rarefeita, uso de materiais impermeáveis com alta capacidade de absorção e liberação de calor em poucas horas nas construções, geometria tridimensional da superfície urbana (canyons), liberação de calor através das atividades humanas, que modificam o balanço de energia superficial e os processos micrometeorológicos que ocorrem à

superfície em comparação à área rural, formando Ilhas de Calor Urbano (HIDALGO, 2008).

Como já especificado anteriormente, a estação meteorológica utilizada neste trabalho se localiza no Aeroporto Zumbi dos Palmares numa região entre a cidade de Maceió e o município de Rio Largo, e a 20 km da costa. Nessa área acontece claramente uma transição entre a cidade e o campo, com o fim de uma Maceió densamente urbanizada fazendo fronteira com uma ampla área rural coberta por vegetação. Desta forma, com o amanhecer, a cidade de Maceió se aqueceria mais rapidamente que seus arredores rurais, o que formaria um gradiente de temperatura e pressão entre cidade e campo, formando-se uma área de maior pressão sobre o campo em relação à cidade, o que criaria ventos no sentido campo-cidade, mantendo o sentido da brisa de NW e W observada no turno da madrugada (01-06h). A partir da tarde (13-18h), com a intensificação das brisas marítimas em junção com os alísios e com o aquecimento mais uniforme entre o campo e a cidade, o efeito da brisa urbana se desfaz, dando lugar aos ventos predominantemente de SE.

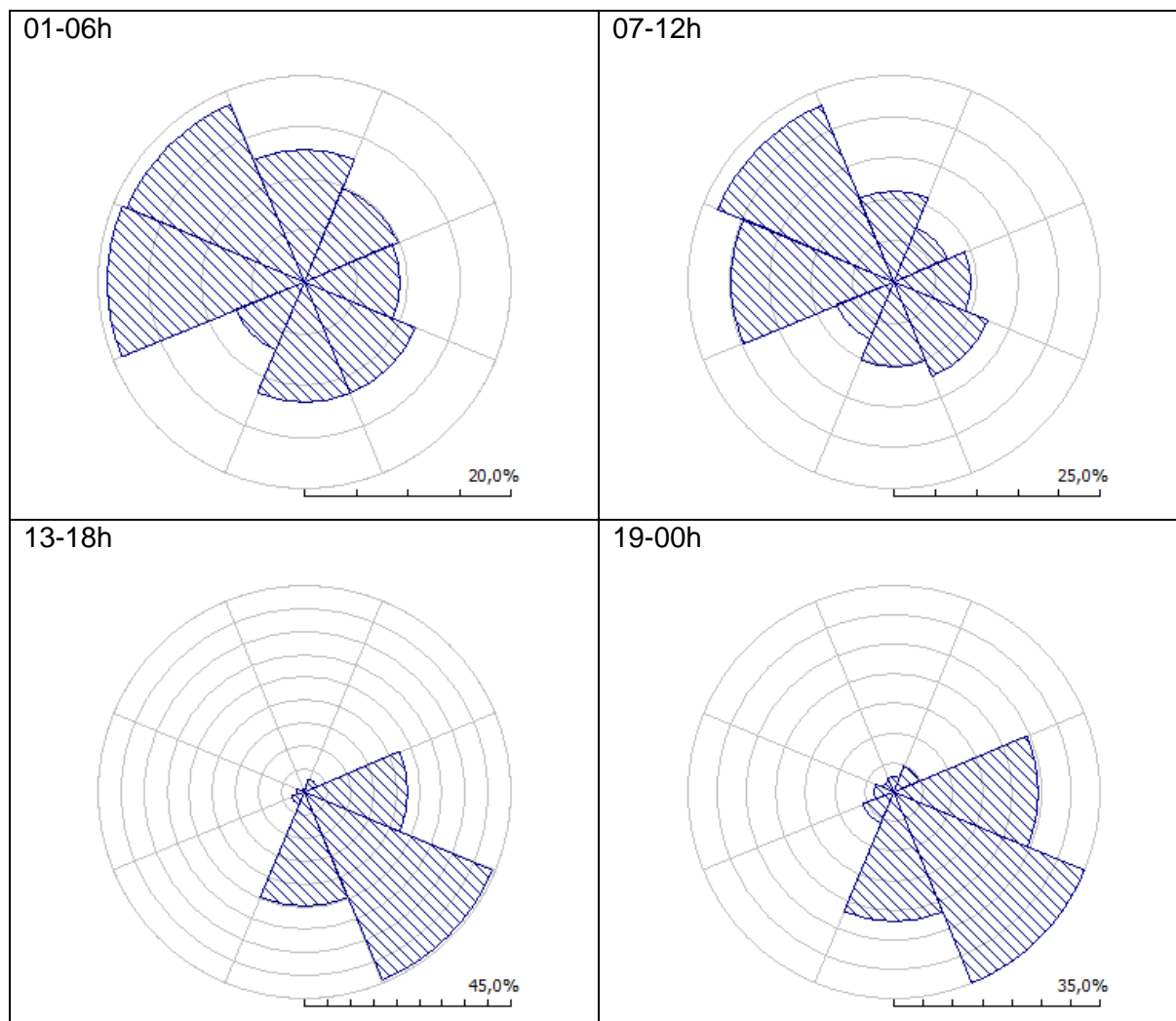
Segundo Hidalgo (2008), quando o vento é forte ou em caso de chuva, o impacto da cidade na dinâmica da baixa atmosfera é negligível. Já quando os ventos são moderados, a pluma urbana pode transportar o calor do centro da cidade para os arredores. No entanto, se os ventos forem fracos, como os observados no turno da manhã, então a brisa urbana pode se desenvolver. Ainda segundo a autora, a ausência de ventos sinóticos ou estes estando enfraquecidos e uma camada limite convectiva bem desenvolvida (condições diurnas) favorecem esse tipo de circulação.

Tabela 11 - Distribuição de frequência (%) do vento por setor durante o período chuvoso (abril a julho), divididos em turnos.

Setor	01-06h	07-12h	13-18h	19-00h
N	12,8	10,9	0,7	2,7
NE	9,8	7	3	4,8
E	9,2	9,4	22,3	24,6
SE	11,6	12,3	44,3	35
S	11,6	10,2	24,7	21,9
SW	7,2	7,4	2,9	5,7
W	19,1	19,7	1,6	3,3
NW	18,7	23,2	0,5	2,1

Fonte: Autora, 2016.

Figura 27 – Rosas dos ventos médias referentes ao período chuvoso (abril a julho) dividida em turnos elaboradas através do modelo WAsP.



Fonte: Autora, 2016.

Para um melhor entendimento da dinâmica diária da direção do vento, a Tabela 12 traz um mosaico com a distribuição de frequência do vento por setor durante o período seco (outubro a janeiro), também divididos em turnos de 6 horas, sendo estes de 01:00 às 06:00, 07:00 às 12:00, 13:00 às 18:00 e 19:00 às 00:00. Nela e na Figura 28, observa-se que, nos turnos entre 13-18h e 19-00h, é massiva a predominância dos ventos de E, que fica entre 59,2% e 68,9%. Os ventos de SE também estão presentes, mas numa escala menor, variando entre 31,2% entre 13-18h e 19,1% entre 19-00h. Entre 13-18h e 19-00h, os ventos de NE aparecem numa parcela de 6,2 a 8,6%. As demais direções aparecem em proporções mínimas, ficando clara a forte influência dos alísios no regime dos ventos neste período.

No turno da madrugada (01-06h), observa-se o surgimento de um padrão de brisa terrestre de verão. É visto que a partir desse horário, os ventos sofrem um giro à esquerda, predominando os ventos de NE (40%), mas ainda são significativos os ventos de E (24,4%). Nesse turno, se tornam significativos os ventos de N (18,4%). No turno de 07-12h, os ventos de NE sofrem um ligeiro declínio (33,4%) e os de E começam a se elevar gradualmente (26,2%). Os ventos de N permanecem praticamente constantes (17,8%). Como já dito, a brisa terrestre é mais atuante no período chuvoso por conseguir vencer o vento produzido pelo sistema de grande escala, que se encontra mais fraco neste período, invertendo a direção do vento em 180° à noite. Já no período seco, a velocidade do vento originado pelo sistema de grande escala é mais forte, o que não permite que a brisa terrestre consiga inverter totalmente sua direção, mas apenas se desviar para Norte e Nordeste.

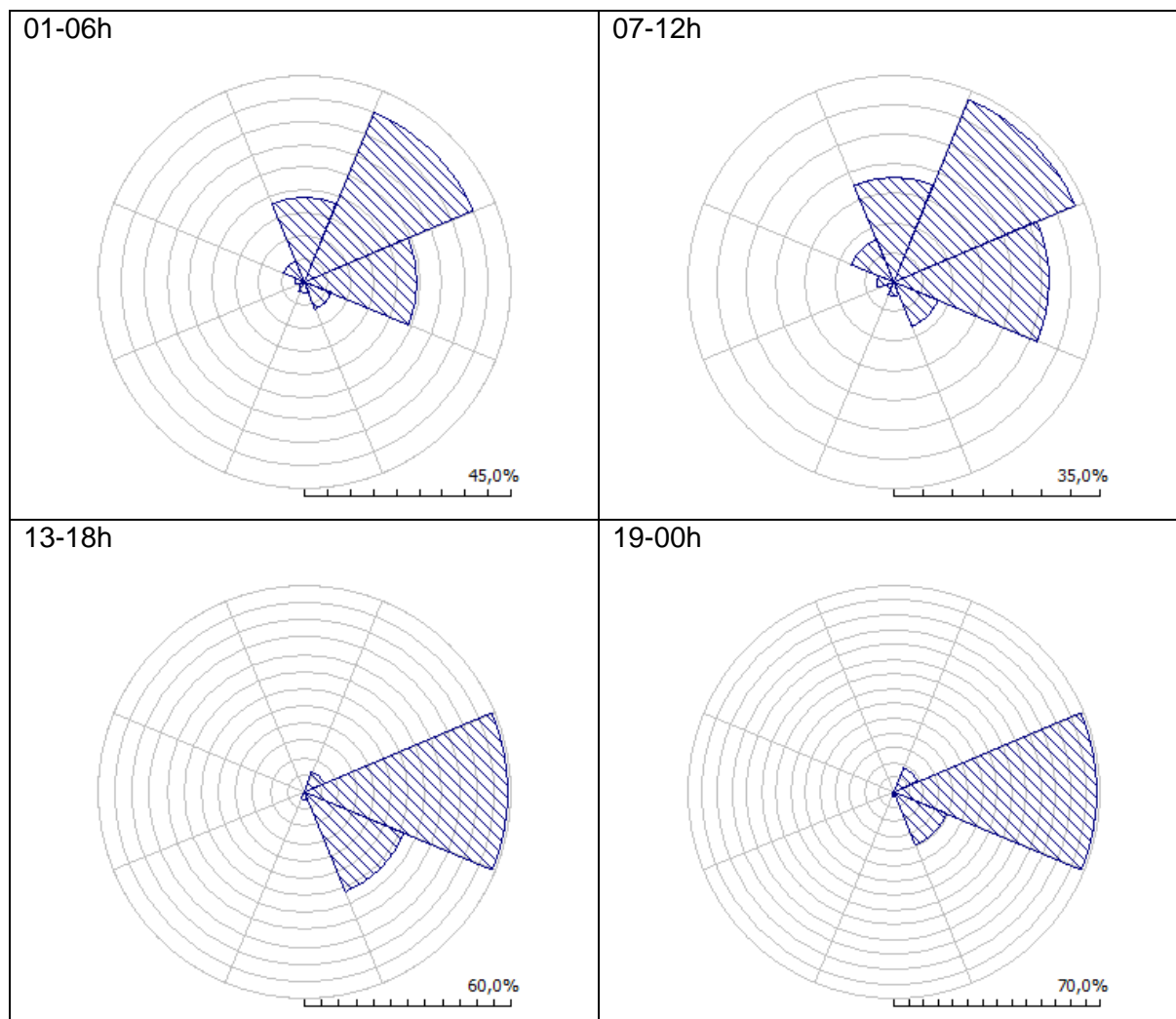
Assim como no período chuvoso, o comportamento da direção do vento da madrugada (01-06h) se repetiu no turno da manhã (07-12h), possivelmente pelos motivos supostos anteriormente, ou seja, se formou uma circulação de brisa urbana que manteve os padrões da brisa terrestre neste turno.

Tabela 12 – Distribuição de frequência do vento por setor durante o período seco (outubro a janeiro), divididos em turnos.

Setor	01-06h	07-12h	13-18h	19-00h
N	18,4	17,8	0,6	0,7
NE	40	33,4	6,2	8,6
E	24,4	26,2	59,2	68,9
SE	6,3	8,2	31,2	19,1
S	2,2	2,4	2,2	1,5
SW	1,4	1,4	0,2	0,3
W	2,2	2,8	0,2	0,2
NW	5,1	7,7	0,2	0,5

Fonte: Autora, 2016.

Figura 28 – Rosas dos ventos médias referentes ao período seco (outubro a janeiro) dividida em turnos elaboradas através do modelo WAsP.



Fonte: Autora, 2016.

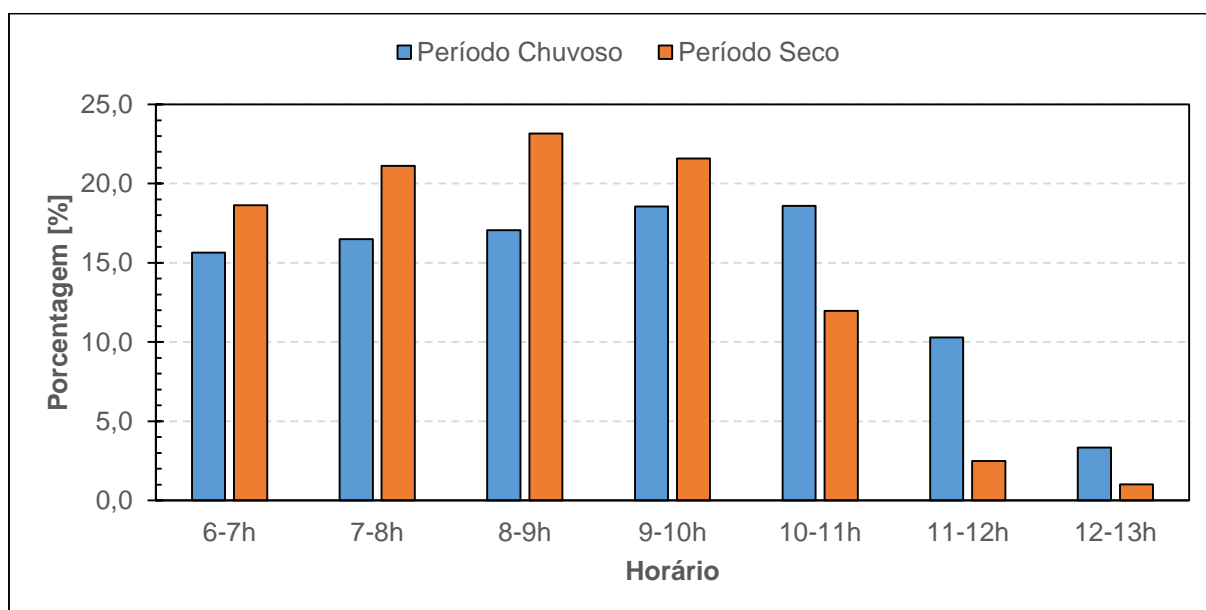
Como o intuito de confirmar a hipótese de ocorrência de brisa urbana, foi feita a estatística horária de casos de ventos de NW no período da manhã, entre 06:00 e 12:00 nos períodos chuvoso e seco, vista na Tabela 13. Esses valores podem ser observados também na Figura 29. Foi observado que no período chuvoso, o número de casos de NW cresce até as 10:00 e depois cai bruscamente. O mesmo ocorre no período seco, com a diferença de que o número de casos cresce somente até as 09:00, caindo logo em seguida. Deste modo, foi constatado que até as 09-10h, a cidade se aquece mais rapidamente que a área rural e as brisas urbanas se formam. A partir desse horário, os ventos dominantes de E e SE ficam mais bem configurados e se sobrepõem a essas brisas. No período seco isso se antecipa porque os ventos dominantes ficam mais bem pronunciados.

Tabela 13 – Distribuição de frequência dos ventos de NW por hora no período da manhã.

Período Chuvoso			Período Seco		
Horário	Nº de casos	%	Horário	Nº de casos	%
6-7h	388	15,65	6-7h	165	18,64
7-8h	409	16,50	7-8h	187	21,13
8-9h	423	17,06	8-9h	205	23,16
9-10h	460	18,56	9-10h	191	21,58
10-11h	461	18,60	10-11h	106	11,98
11-12h	255	10,29	11-12h	22	2,49
12-13h	83	3,35	12-13h	9	1,02
Total	2479	100,00	Total	885	100,00

Fonte: Autora, 2016.

Figura 29 – Rosas dos ventos médias referentes ao período seco (outubro a janeiro) dividida em turnos elaboradas através do modelo WAsP.



Fonte: Autora, 2016.

4.2.2 Distribuição espacial da velocidade do vento

Para análise espacial dos padrões de velocidade do vento, foram elaborados mapas com o *WAsP* a partir do conjunto de dados observados utilizados neste trabalho. Os mapas possuem uma área de 400 km² (20 km x 20 km) e as simulações foram feitas para os 10 metros de altura. Vale salientar que a torre anemométrica utilizada nas medições está na extremidade superior esquerda dos mapas criados (Aeroporto Zumbi dos Palmares, destacado por um ponto branco), relativamente

distante da área simulada, o que pode ter como efeito algumas limitações nos resultados observados.

A área delimitada, em destaque na Figura 30, engloba toda a parte de maior desenvolvimento urbano de Maceió. Entraram na simulação os bairros da planície litorânea e lagunar, incluindo parte do bairro do Pontal da Barra até Riacho Doce; do terraço do tabuleiro, onde se situa o Centro e onde se deu o primeiro núcleo de ocupação da cidade; e o dos tabuleiros, parte mais alta da cidade, de topografia irregular, onde estão localizados bairros como o Benedito Bentes, Cidade Universitária e o Aeroporto Zumbi dos Palmares, divisa com o município de Rio Largo. Além de alguns vilarejos de Rio Largo, os municípios de Satuba, Santa Luzia do Norte e Coqueiro Seco também fazem parte da área de estudo.

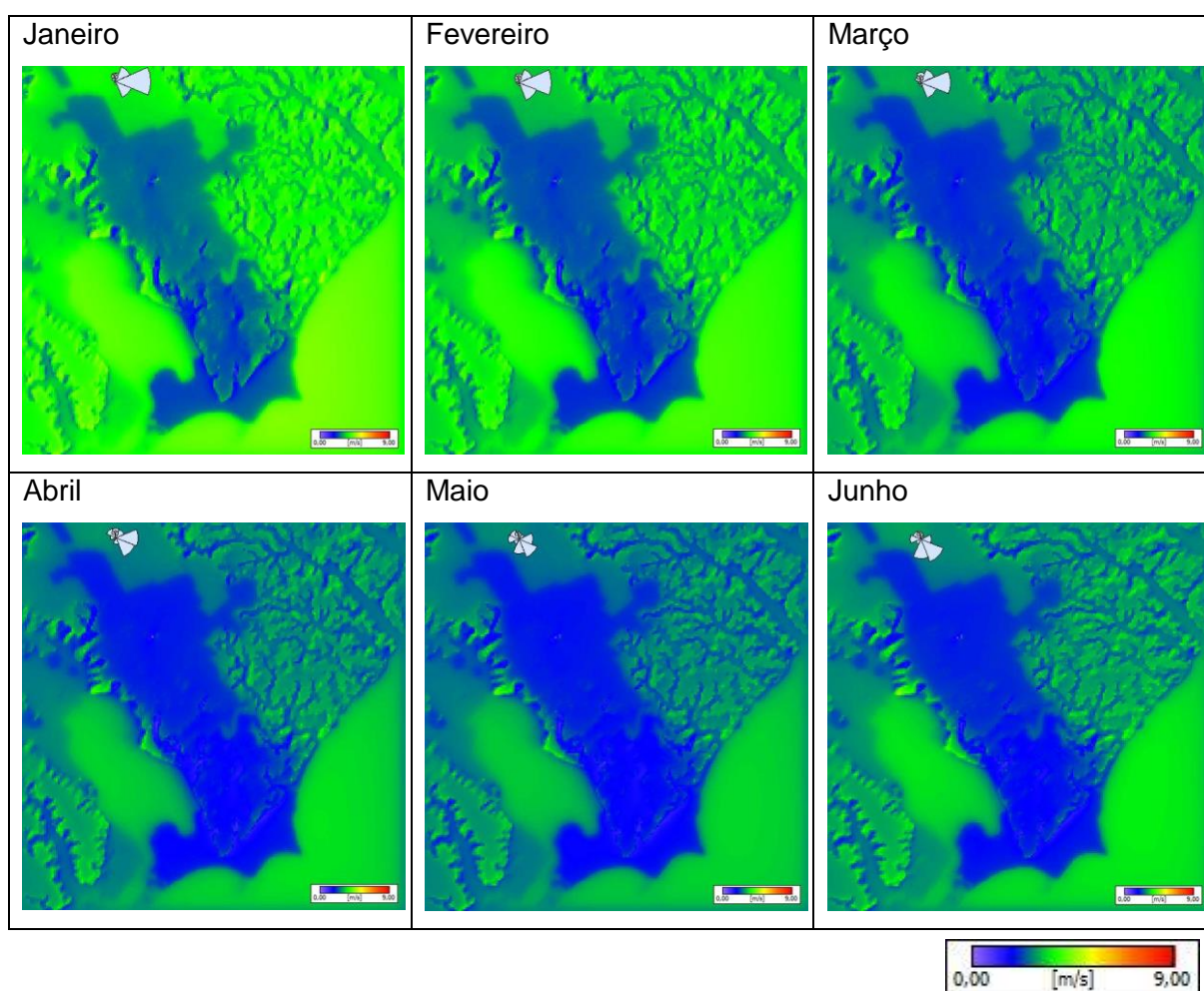
Figura 30 – Imagem de satélite ilustrando os arredores da área de estudo e delimitando o domínio WASP; destaque para a área do domínio WASP com pontos para localização: branco – Aeroporto Zumbi dos Palmares (estação meteorológica utilizada neste trabalho); azul – Maceió; verde – Coqueiro Seco; vermelho – Santa Luzia do Norte.

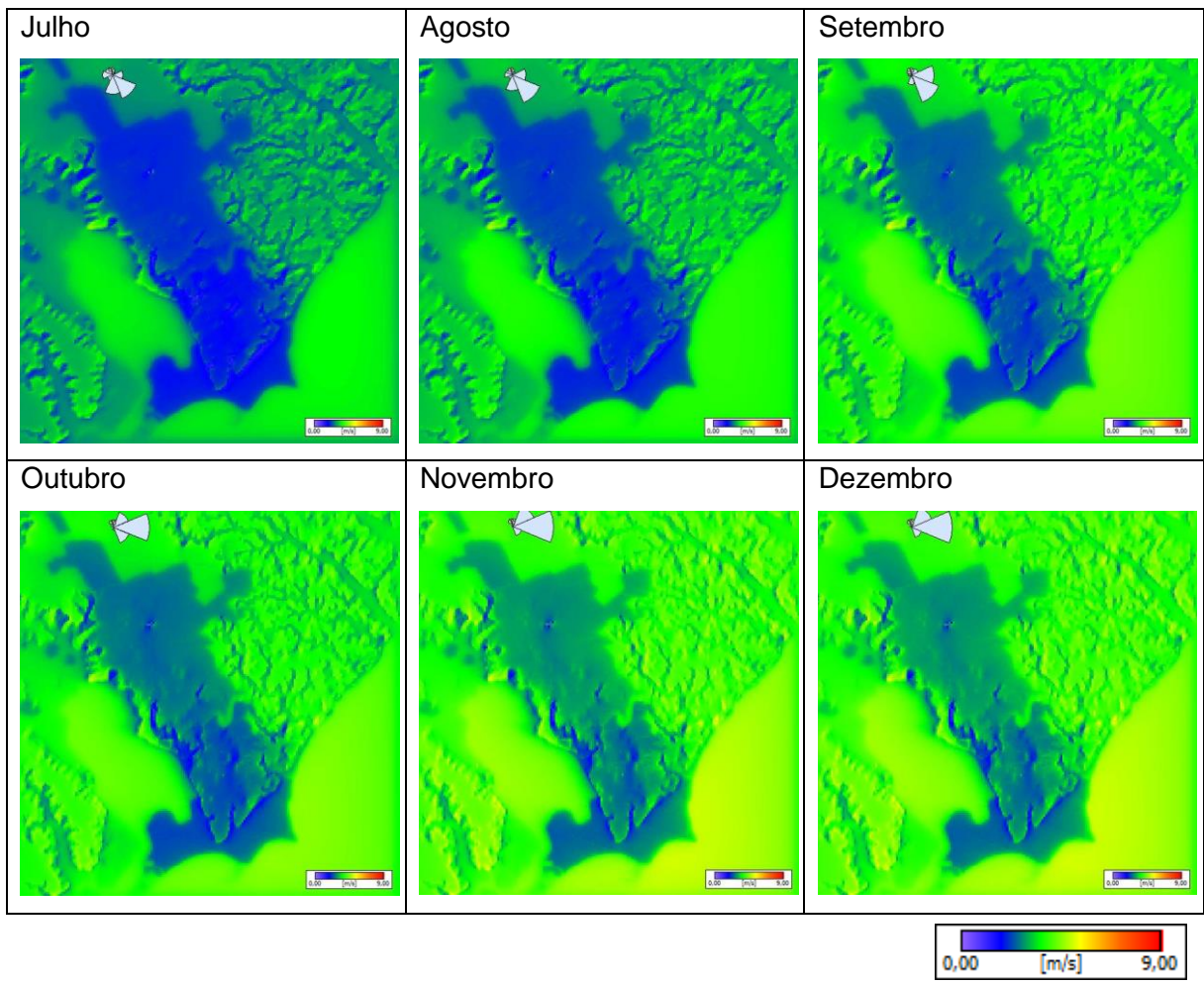


Fonte: *Google Earth*; Autora, 2016.

A Figura 31 ilustra os mapas dos ventos médios mensais aos 10 metros de altura e escala variando de 0 a 9 m.s⁻¹ elaborados através do modelo *WAsP* com os dados observados referentes ao período 2003 - 2012. Nela, é possível ver claramente o efeito do relevo e da rugosidade sobre o campo de vento. A combinação do terreno com a direção do vento implica em ventos mais fracos nas áreas mais povoadas. Na comparação entre os mapas mensais, nota-se claramente a variação sazonal da velocidade do vento. Os valores mais elevados são vistos no período seco, entre outubro e janeiro, sobretudo entre novembro e dezembro, onde foram observados os valores máximos de velocidade, entre 5,76 e 5,79 m.s⁻¹. Fevereiro e março apresentam um comportamento mais transitório, com declínio gradual da velocidade média devido à aproximação do período chuvoso.

Figura 31 – Mapa do vento médio mensal a 10 metros de altura elaborados através do modelo *WAsP* com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012. A figura superposta em cinza representa a rosa dos ventos correspondente ao mês e está no local da estação meteorológica utilizada.





Fonte: Autora, 2016.

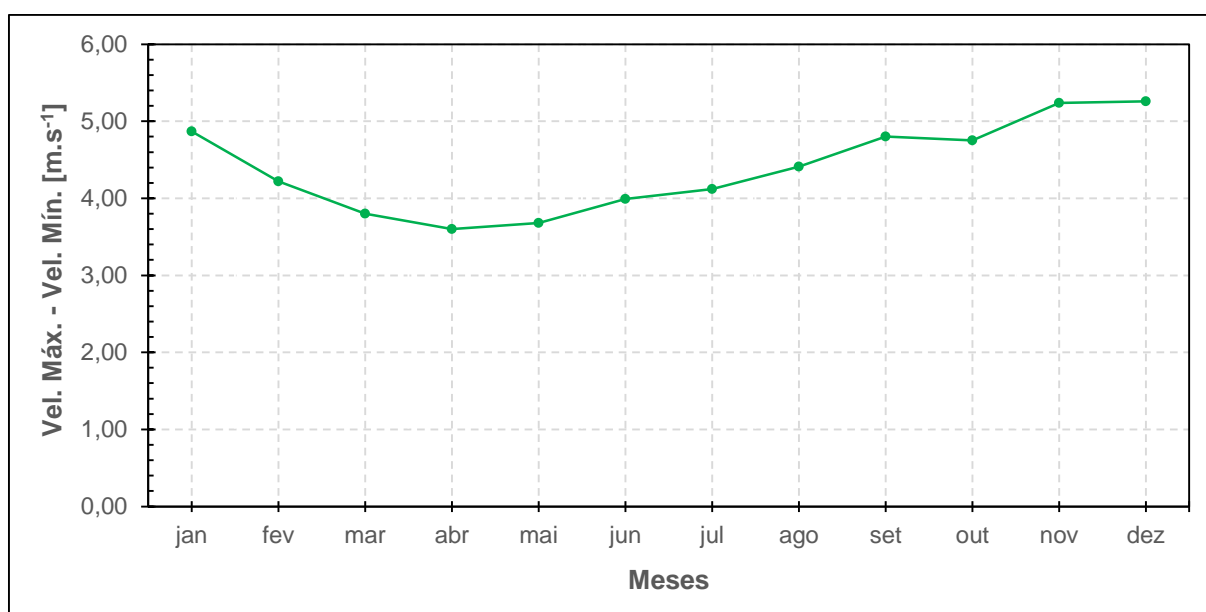
Na Tabela 14 estão listadas as velocidades mínimas e máximas mensais (m.s^{-1}) obtidas nas simulações da Figura 31 e a subtração entre a velocidade máxima e a mínima. A partir dos dados da subtração, foi elaborada a Figura 32, onde se observa um ciclo sazonal bem definido.

Tabela 14 – Velocidades mínimas e máximas mensais (m.s^{-1}) obtidas nas simulações do modelo *WAsP* e subtração entre velocidade máxima e mínima.

Meses	Velocidade Mínima	Velocidade Máxima	Vel. Máx. -Vel. Mín.
jan	0,18	5,05	4,87
fev	0,52	4,74	4,22
mar	0,48	4,28	3,8
abr	0,58	4,18	3,6
mai	0,52	4,2	3,68
jun	0,58	4,57	3,99
jul	0,6	4,72	4,12
ago	0,64	5,05	4,41
set	0,65	5,45	4,8
out	0,55	5,3	4,75
nov	0,52	5,76	5,24
dez	0,53	5,79	5,26

Fonte: Autora, 2016.

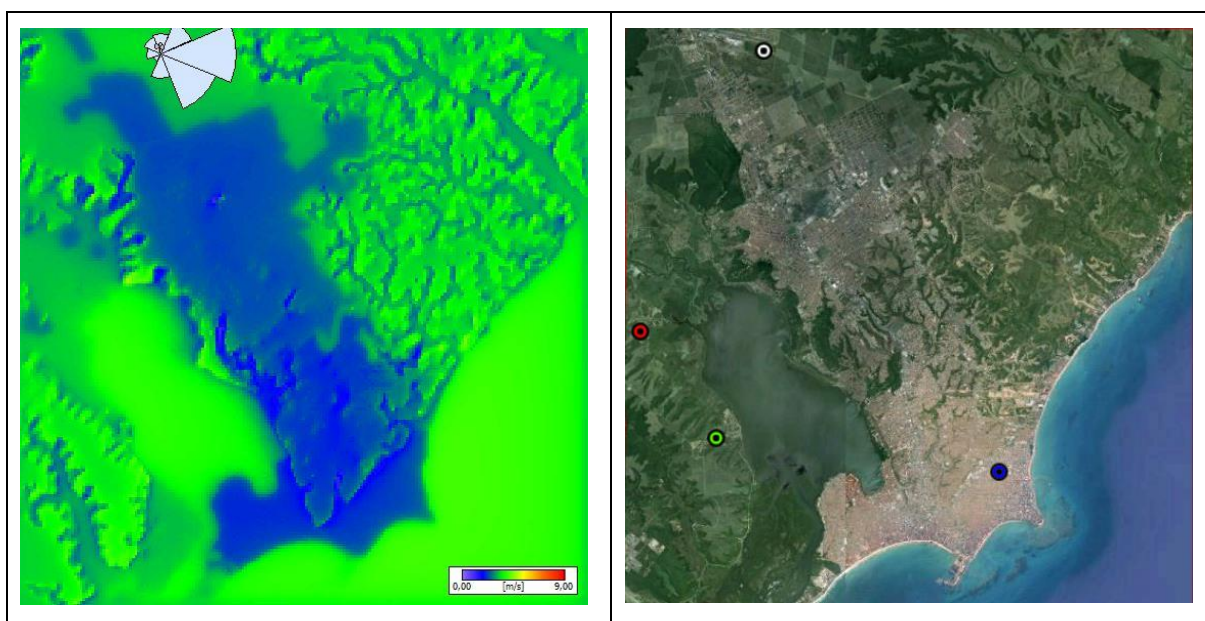
Figura 32 – Vento médio mensal a 10 metros de altura obtido através do modelo *WAsP* com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012.



Fonte: Autora, 2016.

A Figura 33, à esquerda, ilustra o padrão médio da velocidade do vento encontrado nesse estudo, feita a partir do conjunto de dados referentes ao período entre 2003 e 2012. Observa-se um padrão intermediário entre os períodos seco e chuvoso, com velocidades de até $5,65 \text{ m.s}^{-1}$ em áreas isoladas de altitude mais elevada, como no bairro de Fernão Velho. Em grande parte da malha urbana, os ventos tiveram velocidade entre 2 e 3 m.s^{-1} , com algumas regiões de estagnação do vento, ou seja, de ventos muito fracos, entre as partes baixa e alta da cidade, devido à diferença de relevo. A influência da orografia na padronização do vento será discutida mais adiante. À direita, para uma melhor localização espacial, tem-se mais uma vez a imagem de satélite da área de estudo com marcações referentes ao local da estação meteorológica utilizada neste trabalho (Aeroporto Zumbi dos Palmares) e aos municípios que fazem parte desta área, sendo estes Maceió (ponto azul), Coqueiro Seco (ponto verde) e Santa Luzia do Norte (ponto vermelho).

Figura 33 – Mapa do vento médio anual a 10 metros de altura elaborados através do modelo WAsP com os dados observados referentes ao período 2003 – 2012; do lado direito imagem de satélite da área do domínio WAsP com pontos para localização: branco – Aeroporto Zumbi dos Palmares (estação meteorológica utilizada neste trabalho); azul – Maceió; verde – Coqueiro Seco; vermelho – Santa Luzia do Norte. A figura superposta em cinza representa a rosa dos ventos correspondente ao mês e está no local da estação meteorológica utilizada.



Fonte: Autora; Google Earth, 2016.

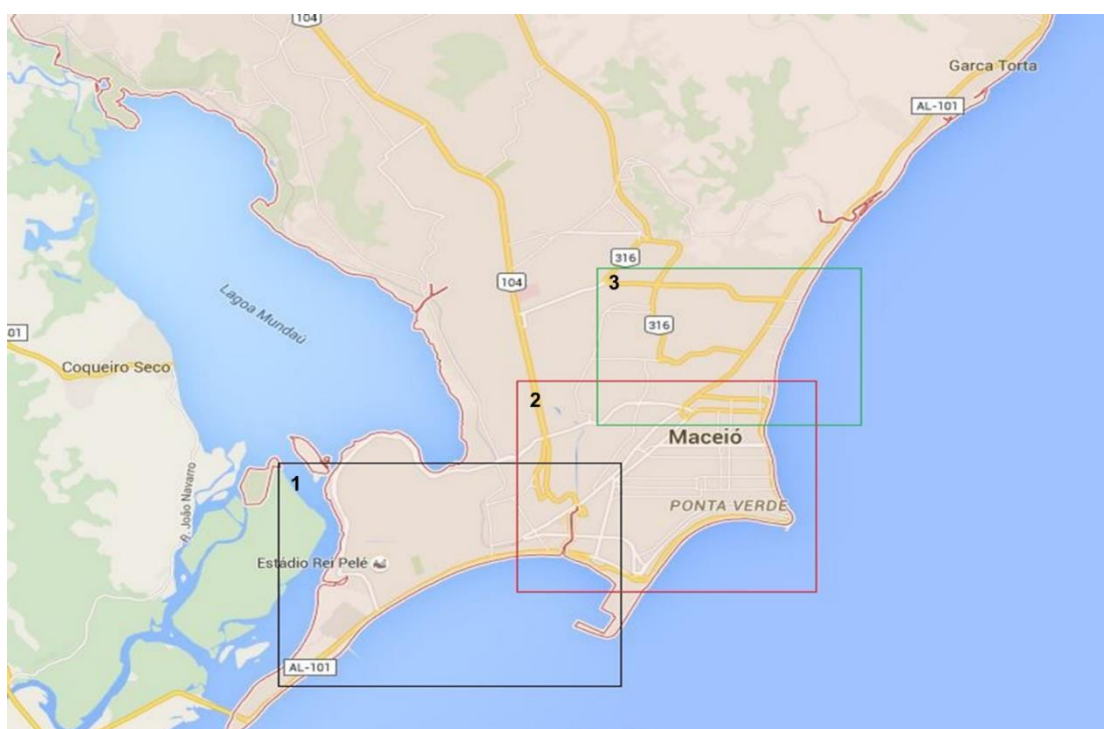
Outro aspecto observado nas Figuras 30 e 32, é a alteração do padrão da velocidade do vento de acordo com a rugosidade da superfície. Observa-se que as maiores velocidades ocorrem sobre o Oceano Atlântico, que circunda parte do setor leste da capital. É visto também que as velocidades são menores sobre a malha mais urbana da cidade. Sabe-se que os ventos predominantes que atuam em Maceió são provenientes das direções E e SE, ou seja, vêm do oceano, atingindo primeiramente os bairros costeiros. A partir disso, pode-se constatar que, ao atingir o continente, de rugosidade superior, sobretudo a malha urbana, de rugosidade ainda maior, os ventos perdem força por atrito. No entanto, a porosidade da malha urbana acaba sendo negligenciada devido às limitações na determinação das áreas de rugosidade dentro do modelo, que considera a área delimitada um bloco uniforme, não levando em consideração os *canyons* urbanos formados pelas ruas que ajudam na canalização do vento por dentro a cidade. Sendo o regime de ventos predominante proveniente do mar, pode-se supor que ao atingir o continente, esses ventos permeiem por entre vias urbanas, criando efeitos de canalização, turbulência, estagnação, etc. muito mais complexos que os descritos nos mapas.

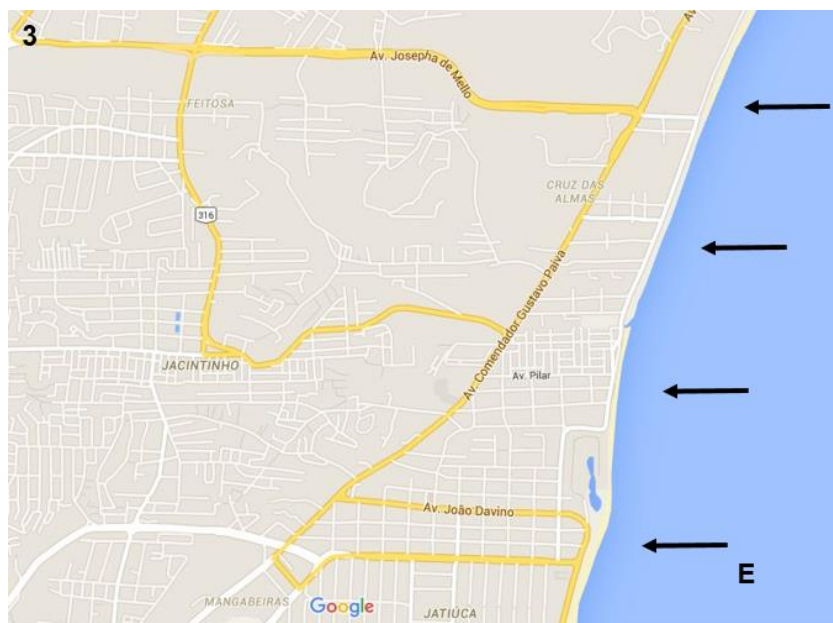
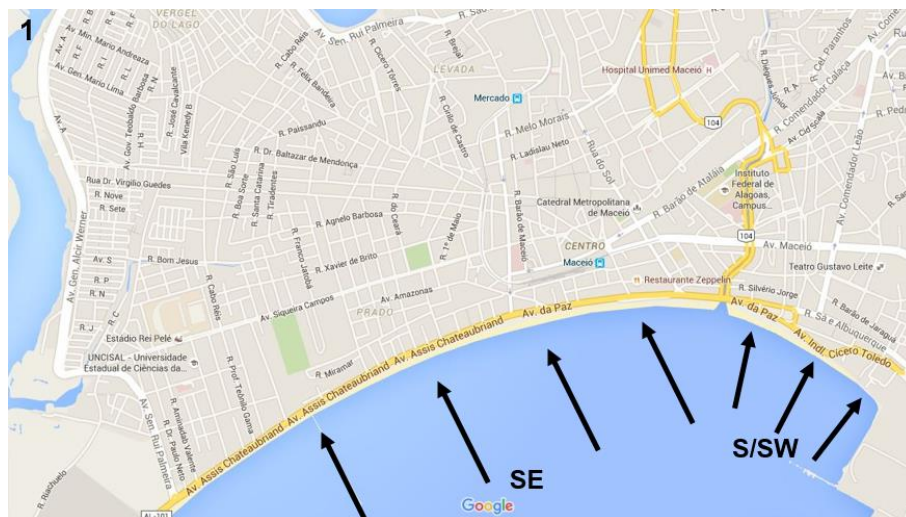
Atualmente, a maior parte da orla de Maceió se encontra pavimentada com uma via que segue paralela à costa. Perpendicularmente a essa via costeira, várias ruas dão acesso às demais partes da cidade. Essas ruas, dependendo do posicionamento da região da orla em que se encontram, são paralelas ou não ao escoamento predominante do vento. A Figura 34 mostra o mapa de Maceió e destaca três setores de sua orla para uma melhor visualização do posicionamento das vias. O setor 1, destacado em preto, abrange o litoral dos bairros do Trapiche, Prado, Centro e Jaraguá. Nesse setor, observa-se que o posicionamento das ruas tem uma orientação favorável a entrada de ventos de SE até as proximidades da Rua do Imperador no Centro da cidade. A partir da Avenida Deputado Humberto Mendes, divisa entre o Centro e o Jaraguá, o direcionamento das ruas muda, dificultando a entrada dos ventos de E e SE que atingem a costa, o que pode acarretar numa má ventilação nesta área. O setor 2, destacado em vermelho, engloba as orlas de Pajuçara, Ponta Verde e Jatiúca. Na orla de Pajuçara, a orientação das ruas volta a favorecer a entrada dos ventos de SE ao longo de toda as vias perpendiculares à Avenida Doutor Antônio Gouveia. O mesmo não pode ser dito com a mudança do posicionamento da costa e a chegada do bairro da Ponta Verde ao longo da Avenida Silvio Carlos Lunna Vianna, onde vias perpendiculares à ela não têm uma orientação

propícia à ventilação. No entanto, essa Avenida e suas ruas paralelas, ainda no bairro da Ponta Verde, possuem uma orientação de SE, o que as torna permeáveis à entrada dos alísios. Ainda no setor 2, nota-se que ao longo de grande parte da orla Ponta Verde e em toda a orla de Jatiúca, as quais são circundadas pela Avenida Álvaro Otacílio, as ruas que dão acesso aos bairros são paralelas entre si e com uma orientação de E, favorecendo esse tipo de circulação em vias importantes como a Rua Professor Sandoval Arroxelas, Avenida Deputado José Lages, Avenida Doutor Júlio Marques Luz e Avenida Doutor Antônio Gomes de Barros. No setor 3, em verde, que mostra parte da orla de Jatiúca até Cruz das Almas, é visto que o posicionamento das ruas continua paralelo em relação ao setor vermelho, ou seja, favorecem a entrada de ventos de E.

Pode-se concluir que a ventilação que chega pelos bairros litorâneos do Trapiche, Prado, Centro, Pajuçara e na altura do Farol da Ponta Verde se permeia por entre a cidade de maneira mais eficiente nos meses onde predominam os ventos de SE, ou seja, no outono-inverno do Hemisfério Sul. Nos meses onde predominam os ventos de E, na primavera-verão, a ventilação nesses locais pode ficar prejudicada. Da Ponta Verde à Cruz das Almas, o oposto acontece. A ventilação é mais eficaz quando predominam os ventos de E, sendo prejudicada no outono-inverno.

Figura 34 – Setorização da orla de Maceió com destaque ao posicionamento das vias costeiras em cada setor.





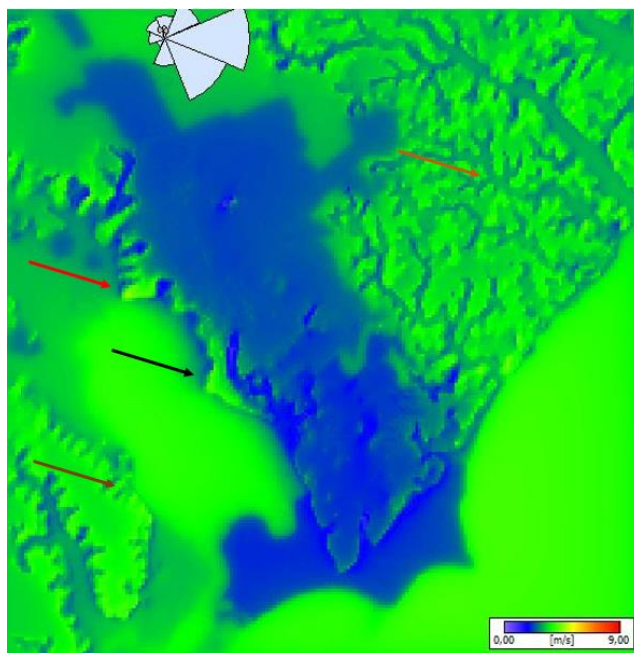
Fonte: Google Earth; Autora, 2016.

Nas Figuras 30 e 32, fica claro também a influência orográfica na padronização do vento, sendo visto que houve intensificação da sua velocidade nas áreas mais elevadas e redução em áreas de vale. A altura das planícies litorânea e lagunar variam por volta de 0 a 15 metros em relação ao nível do mar. As encostas que fazem divisa entre as planícies e a região do Tabuleiro sofrem um rápido aumento de altura, atingindo por volta de 50 metros em bairros como o Jacintinho, Farol, Bom Parto e Bebedouro. Em áreas dos bairros de Santa Amélia e Fernão Velho, a elevação da superfície sofre um aumento abrupto de altura, indo de 0 metros às margens da Lagoa Mundaú, a 100 metros nesses bairros. Como exemplo de intensificação, pode-se citar algumas áreas de elevação às margens da Lagoa Mundaú, como os bairros de Fernão Velho, Santa Amélia e Bebedouro, principalmente no tabuleiro de Marechal Deodoro. Nas encostas que fazem divisa entre a região de planície litorânea e lagunar e o Tabuleiro, e também nas grotas que entremeiam a parte alta da cidade, houveram áreas de estagnação.

Um importante mecanismo eólico do Nordeste são os ventos sobre regiões montanhosas e vales. Um grande número de complexos fenômenos físicos ocorre sobre estas regiões, que vão desde a canalização do fluxo até grandes variações térmicas. Os efeitos de canalização se originam no encontro das correntes de ar com cadeias de montanhas e vales. Dependendo da orientação do vento e da topografia, a massa de ar pode ser canalizada de forma eficaz, acelerando a velocidade do fluxo (SILVA, 2003). Ventos que resultam de canalização forçada são mais suscetíveis a afetar os terrenos mais elevados próximos aos vales do que suas áreas menos elevadas (WHITEMAN, 2000). Na Figura 35, feita a partir do comportamento médio do vento ao longo do período de 2003 a 2012 sobreposto à imagem de satélite do *Google Earth*, estão ressaltados os locais que apresentaram esse tipo de comportamento., onde pode-se citar as localidades mais elevadas que margeiam a Lagoa Mundaú, com variação de altura de até 110 m em relação ao nível da lagoa, como os bairros de Santa Amélia e Fernão Velho, e o município de Coqueiro Seco, cercado também por um vale à oeste; e boa parte do setor nordeste da capital, uma área repleta de pequenos morros e grotas. Observando as imagens mensais da Figura 31, é constatado que esse efeito é mais marcante no período seco, devido às maiores velocidades de vento ocorrentes. No Setor Nordeste, ressaltado na Figura 35, é claro o efeito de canalização do vento, que sofre intensificação na elevação do morro e redução ao longo dos vales.

Além da intensificação do vento nas áreas especificadas, observa-se, também, um efeito de estagnação na divisa entre a parte baixa da cidade, as planícies litorânea e lagunar, e sua parte alta, a região do Tabuleiro. A estagnação do vento também é observada nas regiões de grotas que entremeiam o Tabuleiro. A topografia pode produzir áreas de velocidade de vento reduzida, como vales abrigados, áreas à sotavento de um cume montês ou onde os padrões de fluxo resultam em pontos de estagnação (BURTON, 2001). No ambiente urbano, o fluxo do vento é afetado pela presença de edifícios, vegetação, etc. Conseqüentemente, as condições para difusão e mistura verticais e horizontais também são afetadas. Os efeitos cumulativos da convergência de múltiplas fontes de poluentes e a existência de áreas de estagnação podem levar à formação de locais de alta concentração de poluição, sendo a dimensão vertical da dispersão de poluentes frequentemente ignorada (WANG et al., 2008). Sabendo-se que em Maceió predominam os ventos de E e SE, que são também os de velocidade mais significativa, pode-se dizer que, vindo do oceano, eles atingem primeiramente os bairros da planície litorânea e lagunar, região de maior adensamento urbano da capital, escoando em seguida pela região do Tabuleiro, com bairros como o Farol, Jacintinho e Serraria, também de grande adensamento urbano, além de intenso fluxo de veículos. Isso leva a hipótese de que as áreas de estagnação próximas a essas regiões de forte atividade antrópica podem se tornar uma espécie de acumuladoras de altos índices de poluição, devido à falta de ventilação apropriada. Outro possível fator a ser considerado é que, passando por essas localidades, o vento possivelmente carrega consigo características de poluição desses ambientes para outras regiões com menores índices de poluentes.

Figura 35 – Mapa do vento médio anual a 10 metros de altura elaborados através do modelo WAsP com os dados observados referentes ao período 2003 - 2012 com setas sinalizando as áreas com maiores velocidades médias (seta vermelha – Fernão Velho; preta – Bebedouro; marrom – Coqueiro Seco; laranja – Setor Nordeste). A figura superposta em cinza representa a rosa dos ventos correspondente ao mês e está no local da estação meteorológica utilizada.



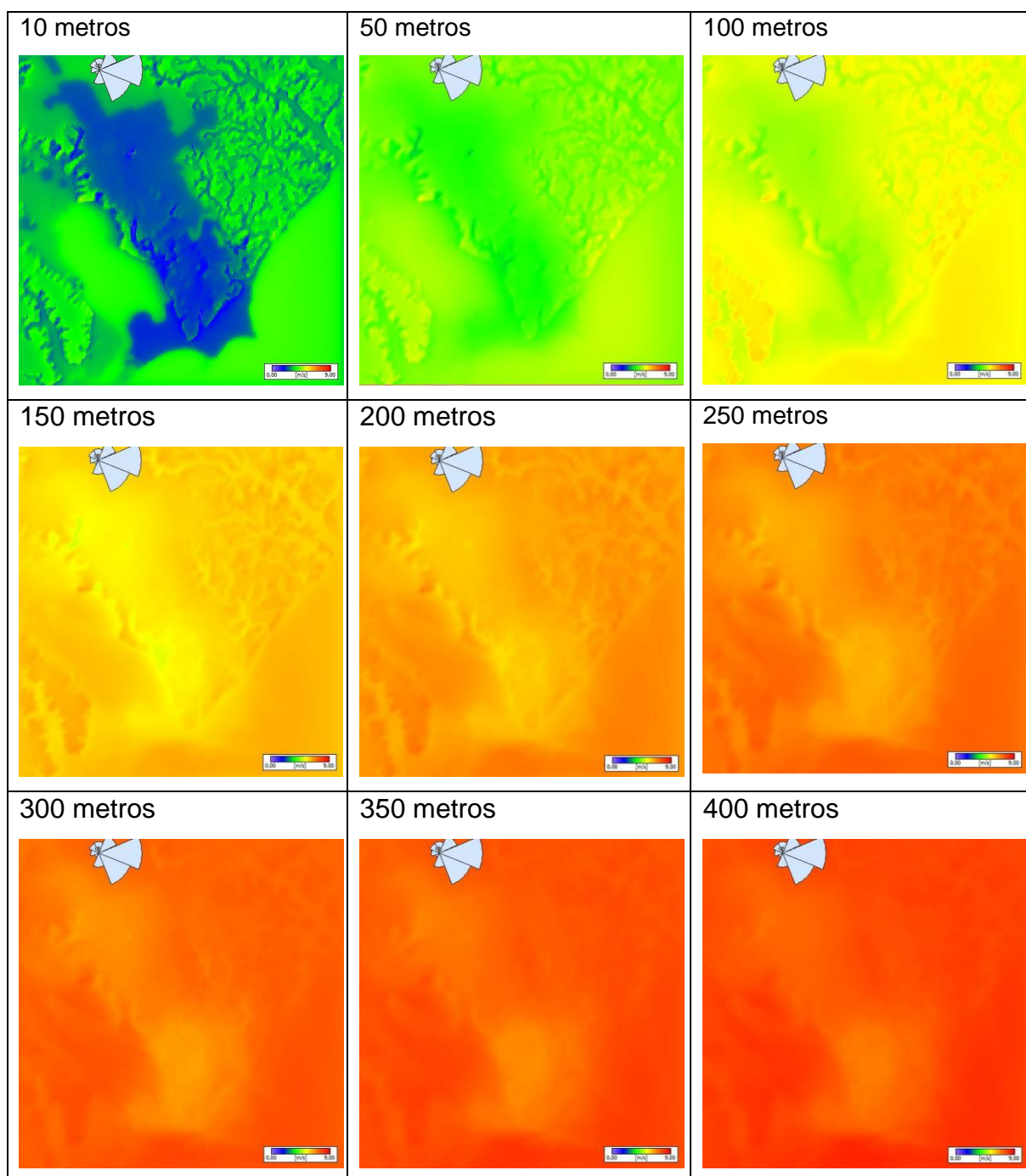
Fonte: Autora, 2016.

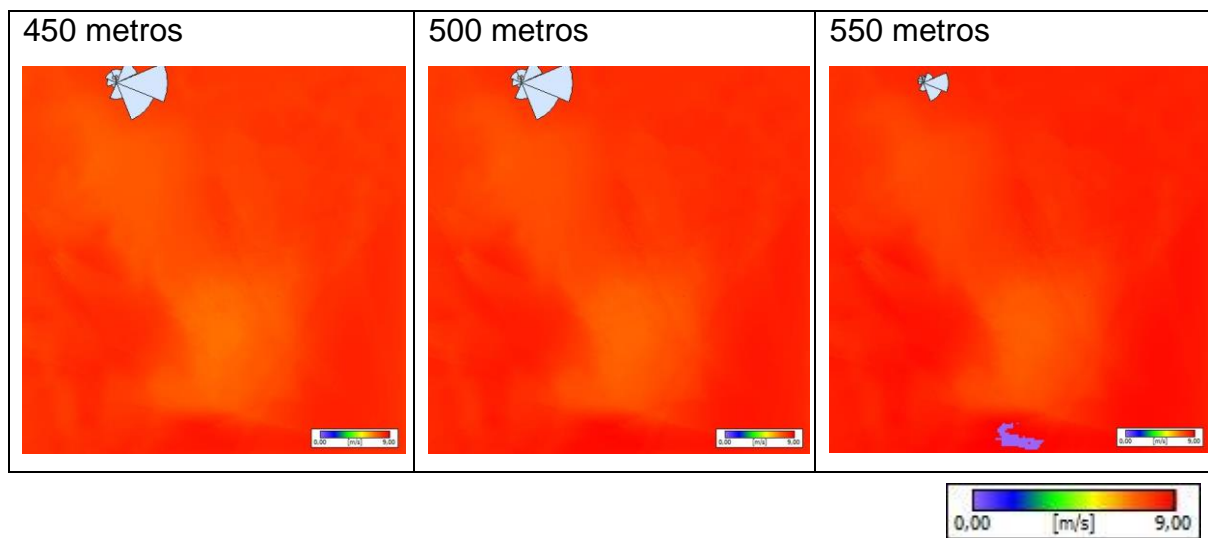
Com a intenção de observar o escoamento do vento um pouco além da influência da cidade, ou seja, além da CL, foram simulados no WAsP mapas de vento em diversas alturas, como pode ser visto na Figura 36. Com isso, foi verificada a capacidade do modelo de resolver a complexa interação entre a superfície e a CLA em ambiente urbano. Para isso, foram simulados os campos de velocidade do vento em alturas gradativamente maiores, com o intuito de criar um mapa onde a influência dos dados de relevo e rugosidade utilizados fossem amenizados. Os resultados observados podem ser úteis em estudos de dispersão da poluição e também de aproveitamento eólico.

Na Figura 36, é visto o gradativo aumento da velocidade com a altura, que pode ser visto também na Tabela 15. Nota-se, também, que a medida que a altura aumenta, os efeitos do relevo aplicados são suavizados, desaparecendo completamente a partir dos 450 metros de altura. Aos 550 metros, a figura apresenta uma pequena “queima de pixels” em sua borda inferior. Isso se justifica pela presença de ventos acima da

escala de 9 m.s^{-1} nessa região, onde as velocidades ficaram um pouco acima do delimitado, atingindo os $9,11 \text{ m.s}^{-1}$. Como a área foi pequena, assim como a diferença entre o limite da escala, foi decidido manter o padrão de escala entre 0 e 9 m.s^{-1} .

Figura 36 – Mapa do vento médio anual em diversos níveis de altura elaborados através do modelo WAsP com os dados observados referentes ao período 2003 - 2012. A figura superposta em cinza representa a rosa dos ventos correspondente ao mês e está no local da estação meteorológica utilizada.





Fonte: Autora, 2016.

Como já especificado na Metodologia deste trabalho, o *WAsP* extrapola vertical e horizontalmente os dados de vento medidos em uma torre anemométrica sobre diferentes tipos de topografia. Seu módulo de estabilidade atmosférica reúne conceitos físicos que descrevem processos envolvidos na CLA, porém de maneira simplificada. Suas equações de movimento são linearizadas. Portanto, seu nível de descrição física da CLA é limitado (MORTENSEN e PETERSEN, 1998; RAMOS, 2012). Isso explica sua dificuldade em simular o escoamento do vento em alturas onde a influência da rugosidade especificada já não se faz sentir.

A Tabela 15 mostra as velocidades mínimas e máximas ($m.s^{-1}$) em cada nível simulado no modelo *WAsP*. Nela também estão os resultados da subtração entre velocidade máxima e mínima para cada nível.

Tabela 15 – Velocidades mínimas e máximas ($m.s^{-1}$) em diversos níveis obtidas nas simulações do modelo *WAsP* e subtração entre velocidade máxima e mínima.

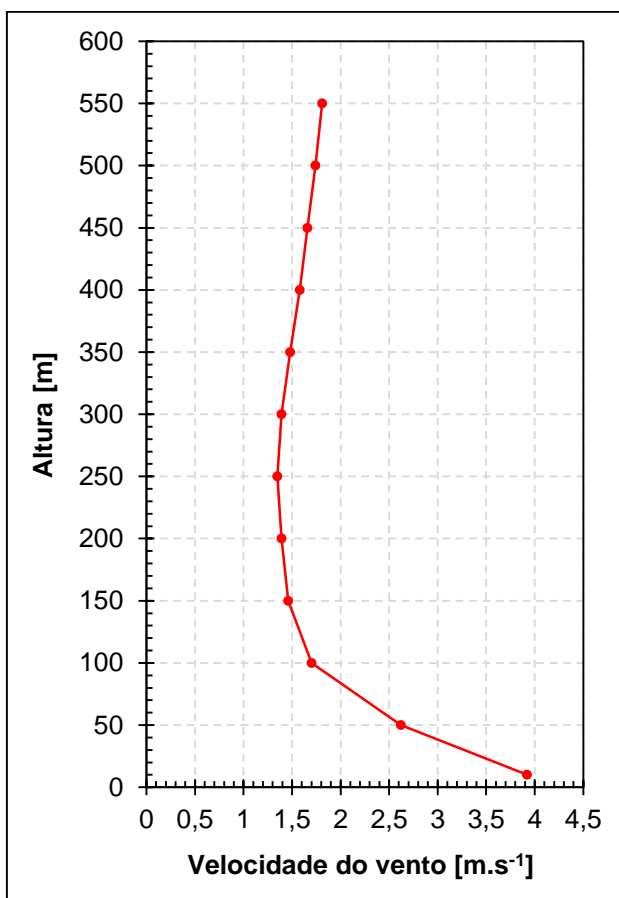
Altura	Velocidade Mínima	Velocidade Máxima	Vel. Máx. -Vel. Mín.
10m	0,83	4,75	3,92
50m	2,87	5,49	2,62
100m	4,2	5,9	1,7
150m	5,06	6,52	1,46
200m	5,66	7,05	1,39
250m	6,15	7,5	1,35
300m	6,48	7,87	1,39
350m	6,7	8,18	1,48
400m	6,88	8,46	1,58
450m	7,04	8,7	1,66
500m	7,17	8,91	1,74
550m	7,3	9,11	1,81

Fonte: Autora, 2016.

A partir dos valores da subtração operada na Tabela 15, foi plotada a Figura 37 a fim de ilustrar o perfil da diferença entre o vento em superfície (mínimo) e no topo da Camada Limite Superficial (CLS) (máximo). A CLS é uma camada presente na base da CLA e que perfaz os primeiros 10% da sua magnitude (STULL, 1988). É uma das principais camadas de troca de energia da atmosfera (FOKEN, 2008) e por estar em contato direto com a superfície, responde mais rapidamente às suas condições. Propriedades médias do escoamento da CLA, como velocidade do vento, temperatura e umidade, passam por gradientes mais intensos na CLS (DEPIZZOL, 2008). O atrito

que ocorre na CLS desempenha uma modificação significativa no campo de vento e nos processos de troca entre a superfície e a Atmosfera Livre (FOKEN, 2008). O vento tem sua velocidade reduzida com o atrito de maiores valores no ar livre superior a valores menores próximos a superfície, decaindo e tendendo a zero próximo ao solo (BARRY & CHORLEY, 2009; STULL, 1988). Assim, o perfil do vento é aproximadamente logarítmico com a altura dentro da CLS, crescendo até tornar-se igual ao vento geostrófico na Atmosfera Livre, tanto em velocidade quanto em direção (STULL, 1988; PARDALOS *et al.*, 2013). O resultado observado na Figura 37 é excelente porque mostra que o WASP resolveu bem o perfil de vento. A figura mostra que o topo da CLS é em torno de 250m, a partir de onde os efeitos de rugosidade da superfície são amenizados e, com isso, a variação da velocidade com a altura se estabiliza.

Figura 37 – Perfil da diferença entre o vento em superfície (mínimo) e no topo da Camada Limite Superficial (máximo).



Fonte: Autora, 2016.

5 CONCLUSÃO

O presente trabalho teve como objetivo principal a criação de um panorama geral do escoamento do vento na cidade de Maceió, levando em consideração a influência que a malha urbana exerce nesse processo. O referido objetivo foi alcançado baseado em duas ferramentas principais: análise estatística e utilização de modelo de microescala.

Baseado na análise dos resultados, foram tiradas as seguintes conclusões:

- O ciclo diário do vento é bem marcado com velocidades mínimas perto do amanhecer e velocidades máximas sempre no fim da tarde;
- Aumentos significativos de velocidade média somente a partir das 10:00;
- Sazonalidade na variação interanual do vento, com velocidades médias máximas no período seco (outubro a janeiro) e mínimas no período chuvoso (abril a julho);
- Maior ocorrência de ventos mais fracos no período chuvoso e mais fortes no período seco;
- Maior quantidade de calmarias no período chuvoso;
- Os ventos de N, NE e E são mais frequentes no período seco; os de SE, S, SW, W e NW, no período chuvoso;
- Maiores velocidades de vento associadas à direção SE ($4,5 \text{ m.s}^{-1}$), e E ($3,93 \text{ m.s}^{-1}$);
- No período chuvoso predominam os ventos de SE (40%) e E (20%) durante a tarde e à noite;

- No período seco predominam os ventos de E (até 70%) e SE (25%) durante a tarde e à noite;
- Na madrugada do período chuvoso, formam-se brisas terrestres vindas de W e NW. No período seco, essas brisas são de N e NE;
- Durante as manhãs, formam-se brisas urbanas do campo em direção à cidade;
- A rugosidade da cidade, associada ao relevo, exercem papel muito importante sobre o escoamento;
- Em algumas áreas, a topografia provoca a aceleração do vento e, em outras, estagnação;
- Os resultados obtidos são importantes para o entendimento do escoamento do vento acima da camada intra-urbana (*Urban Canopy Layer*).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALENCAR, A. P. A. de. **Mapeamento de Risco em Encostas Urbanas Ocupadas**. Monografia de Especialização em Mensuração, Maceió, Alagoas: Universidade Federal de Alagoas, 2003.
- ALI-TOUDERT, F.; MAYER, H. Numerical study on the effects of aspect ratio and orientation of an urban street canyon on outdoor thermal comfort in hot and dry climate. **Buildings and Environment**, v. 41, pp. 94-108, 2006.
- AL-SALLAL, A.; AL-RAIS, L. Outdoor airflow analysis and potential for passive cooling in the modern urban context of Dubai. **Renewable Energy**, v.38, pp. 40-49, 2012.
- ARYA, P. **Introduction to Micrometeorology**. Academic Press, v. 2, 2001.
- ATKINSON, B. W. **Meso-scale atmospheric circulations**. Londres: Academic Press, 1981.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 5ª ed. Rio de Janeiro: BCD União de Editoras S. A., v. 1, 1998.
- BARBIRATO, G. M. **Aplicação de Modelo de Balanço de Energia para Análise do Ambiente Térmico Urbano de Maceió – AL**. Tese de Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental, São Carlos, São Paulo: Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 1998.
- BARBIRATO, G. M. et al. **Análise do clima urbano de Maceió-AL: comparação entre diversas escalas**. Anais do XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Rio de Janeiro, RJ, 2000.
- BARBIRATO, G. M.; SOUZA, L. C. de; TORRES, S. C. **Clima e Cidade: a abordagem climática como subsídio para estudo urbanos**. Maceió: EDUFAL, 2007.
- BARBOSA, R. V. R. **Áreas verdes e qualidade térmica em ambientes urbanos: Estudo em microclimas de Maceió (AL)**. Dissertação de Mestrado em Ciências da Engenharia Ambiental, São Carlos, São Paulo: Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 2005.
- BARLAG, A. B.; KUTTNER, W. The significance of country breezes for urban planning. **Energy and Buildings**, v.15, n.16, p. 291-297, 1990-91.
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere, Weather and Climate**. Routledge, 9th edition. 2009. 516p.
- BASTOS, C.; FERREIRA, N. **Análise Climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul**. Anais do XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Rio de Janeiro, RJ, 2000.

BERNARDO, S. de O.; MOLION, L. C. B. **Variabilidade do vento para cidade de Maceió – AL**. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro - RJ, 2000.

BITTENCOURT, L.; CÂNDIDO, C. **Introdução à ventilação natural**. 2. ed. rev. e ampl. Maceió: EDUFAL, 2006.

BORBA, J. C. C. **Identificação do potencial eólico no Estado de Alagoas utilizando dados de reanálises**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Maceió, Alagoas: Universidade Federal de Alagoas, 2005.

BRANCO, J. G. S. F. **Estudo sobre a aplicabilidade de modelos de distribuição da velocidade do vento em terreno montanhoso**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Térmica, Porto, Portugal: Universidade do Porto, 1991.

BRASIL. **Normais Climatológicas (1961-1990)**. Ministério da Agricultura e Reforma Agrária (Departamento Nacional de Meteorologia. Brasília: DNMET, 1992.

BULIGON, L. **Solução semianalítica para o perfil vertical do vento na camada limite planetária**. Tese de Doutorado em Física, Santa Maria, Rio Grande do Sul: Universidade Federal de Santa Maria, 2009.

COSTA, G. B. **Análise espacial e temporal do vento no Estado de Alagoas**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Maceió, Alagoas: Universidade Federal de Alagoas, 2009.

DEPIZZOL, D. B. **Análise de ondeletas aplicada a sinais de turbulência na Camada Limite Superficial**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Ambiental, Vitória, Espírito Santo: Universidade Federal do Espírito Santo, 2008.

ESTEVES, T. M. V. N. S. **Base de dados do potencial energético do vento em Portugal: Metodologia e Desenvolvimento**. Dissertação de Mestrado em Ciências e Engenharia da Terra, Lisboa: Universidade de Lisboa, 2004.

FERREIRA, D. G. **O uso do solo e os padrões de vento: o caso da cidade de Belo Horizonte, MG**. Dissertação de Mestrado em Ambiente Construído e Patrimônio Sustentável, Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais, 2009.

FOKEN, T. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. **Bound-Layer Meteorology**, v. 119, p. 431-447, 2006.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Berlin: Springer, 2008.

GIVONI, B. **Urban design in different climates**. Genebra: report WMO/TD, n. 346, 1989.

HIDALGO, J. R. **An observational, numerical and theoretical approach to the daytime urban-breeze circulation in inland cities**. Tese de Doutorado em Física da Atmosfera, Toulouse, França: Université de Toulouse III – Paul Sabatier, 2008.

HOLTON, J. R. **An introduction to Dynamic Meteorology**. 4ª ed. San Diego: Elsevier Academic Press, v. 88, 2004.

KUTTNER, W. Spatial and temporal structures of the urban climate – a survey, in L. Grefen and J. Löbel (eds.), **Environmental Meteorology**, Kluwer, Amsterdam, pp. 305-333, 1988.

LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. Los Angeles: Elsevier Academic Press, 2002.

LANDSBERG, H.E. **The urban climate**. New York: Academic Press, 1981, 276p.

LOMBARDO, M. A. **Qualidade ambiental e planejamento urbano: considerações e método**. Tese de Doutorado em Geografia Física, São Paulo: Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1995.

LOMBARDO, M. A. **Ilha de calor nas metrópoles - o exemplo de São Paulo**. São Paulo: Hucitec, 1985, 244p. _____ . **O clima e a cidade**. In: IV Encontro Nacional de Conforto no Ambiente Construído, Salvador - BA, 1977. Anais. Salvador, Bahia, FAUFBA/LACAM-ANTAC, 1997, p. 59-62.

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

LYRA, G. B.; PEREIRA, A. R. Dificuldades de estimativa dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica pelo perfil logaritmo do vento sobre vegetação esparsa em região semi-árida. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 2, p. 187-197, 2007.

MALHEIROS, A. L.; DIAS, N. L. **Determinação prática da altura da camada-limite atmosférica para aplicação em modelos de dispersão de poluentes**. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza - CE, 2004.

MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R. A.; PEREIRA, E. B. O aproveitamento da energia eólica. **Revista Brasileira de Ensino em Física**, v. 1, p. 1 – 13, 2008.

MEMON, R. A.; LEUNG, D. Y. C. Impacts of environmental factors on urban heating. **Journal of Environmental Sciences - China**, v. 22, no. 12, pp.1903-1909, 2010.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O.; OLIVEIRA, C. P. **Variabilidade da Circulação da Grande Escala Sobre o Atlântico Subtropical**. Anais do XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Fortaleza – CE, 2004.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basics laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci.**, USSR, v. 151, p. 163-187, 1954.

MORTENSEN, N. G.; HEATHFIELD, D. N.; MYLLERUP, L.; LANDBERG, L.; RATHMANN, O. **Wind Atlas Analysis and Application Program: WAsP 9 Help**

Facility. Roskilde, Dinamarca: Risø National Laboratory, Technical University of Denmark, 2007.

MORTENSEN, N. G. et al. **Wind Atlas Analysis and Application Program - WAsP 10 Help Facility.** Roskilde, Dinamarca: Risø National Laboratory for Sustainable Energy, Technical University of Denmark, 2011.

MUNHOZ, F. C.; GARCIA, A. Caracterização da velocidade e direção predominante dos ventos para a localidade de Ituverava – SP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, p.30-34, 2008.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil.** Rio de Janeiro: IBGE, 1979.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates.** 2ª ed. Taylor & Francis Ltda., 1988.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates.** 2ª ed. New York: Routledge, 1996, 535 p.

PARDALOS, P. M. *et al.* **Handbook of wind power systems.** Springer, 2013, 843p.

PERSSON, A. O. Hadley's Principle: Understanding and Misunderstanding the Trade Winds. **International Commission on History of Meteorology**, 2006. Disponível em: <http://www.meteohistory.org/2006historyofmeteorology3/2persson_hadley.pdf>. Acesso: em 27 dez. 2013.

PRATA, A. R. **Impacto da altura de edifícios nas condições de ventilação natural do meio urbano.** Tese de Doutorado em Arquitetura e Urbanismo, São Paulo: Universidade de São Paulo, 2005.

QUEIROZ, M. R. **Termodinâmica da Camada Limite Atmosférica na Amazônia TECLA – Influência dos efeitos locais e dos fenômenos de mesoescala.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Maceió, Alagoas: Universidade Federal de Alagoas, 2008.

RAMOS, D. N. da S. **Mapeamento eólico do Estado de Alagoas utilizando ferramentas computacionais e dados observados.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Maceió, Alagoas: Universidade Federal de Alagoas, 2012.

ROCHA, C. H. E. **Análise do comportamento do vento na região do tabuleiro costeiro próximo a Maceió.** Trabalho de conclusão de curso em Meteorologia, Maceió, Alagoas: Universidade Federal de Alagoas, 1999.

ROCHA, C. H. E.; LYRA, R. F. da F. **Ocorrência de brisas na região de tabuleiros costeiros próximo a Maceió – AL.** Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro - RJ, 2000.

SANTOS, A. S. *et al.* **Estudo da Climatologia dos ventos através dos dados de reanálises: Período 1970-2002 e sua relação com a precipitação para o estado de Alagoas nos anos 1992/94.** Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza – CE, 2004.

SEIBERT, P. et al. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmospheric Environment**, v. 34, p. 1001-1027, 2000.

SEPLANDE. **Dados vetoriais urbanos e mapas para a cidade de Maceió e Estado de Alagoas**. Secretaria de Estado do Planejamento e Desenvolvimento Econômico. Maceió, 2012. Arquivo digital.

SHISHEGAR, N. Street design and urban microclimate: Analyzing the effects of street geometry and orientation on airflow and solar access in urban canyons. **Journal of Clean Energy Technologies**, v.1, n.1, 2013.

SILVA, A. R. **Ondas orográficas sobre a Cordilheira dos Andes em latitudes subtropicais: Estudos de Caso**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos, São Paulo: Instituto de Pesquisas Espaciais, 2002.

SILVA, G. R. **Características de Vento da Região Nordeste: Análise, Modelagem e Aplicações para Projetos de Centrais Eólicas**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Mecânica, Recife, Pernambuco: Universidade Federal de Pernambuco, 2003.

SILVA, F. M. da. **Ventilação natural de edifícios: turbulência atmosférica**. Tese de Doutorado em Engenharia Mecânica, Lisboa, Portugal: Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico, 2003.

SILVA, J. K. A. da;. **Caracterização do vento e estimativa do potencial eólico para a região de tabuleiros costeiros (Pilar, Alagoas)**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Maceió, Alagoas: Universidade Federal de Alagoas, 2007.

SILVA, A. R.; LYRA, R.F.F.; COSTA, G. B. Estatística dos padrões de vento no Estado de Alagoas. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belém – PA, 2010.

SOARES, P. M. M. **Parametrização da turbulência e nuvens de camada limite em modelos atmosféricos**. Tese de Doutorado em Física, Lisboa, Portugal: Departamento de Física, Universidade de Lisboa, 2004.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Massachusetts: Kluwer Academic Publishers, 1988.

TEIXEIRA, L. **Oscilações do vento na estratosfera equatorial**. Relatório Técnico, São José dos Campos, São Paulo: Centro Técnico Aeroespacial – Instituto de Aeronáutica e Espaço, 1978.

TROEN, I.; MORTENSEN, N. G.; PETERSEN, E. L. **WAsP - Wind Atlas Analysis and Application Program (user guide)**. Roskilde, Dinamarca: Risø National Laboratory, 1987.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão Digital 2, 2006. 449 p.

VIANELLO, R. L.; MAIA, L. F. P. G, **Estudo Preliminar da Climatologia Dinâmica do Estado de Minas Gerais**. Anais do I Congresso Interamericano de Meteorologia, Brasília – DF, 1986.

VIANELLO, R. L.; ALVES, R. A. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, Minas Gerais: Universidade Federal de Viçosa, 2000.

VIANELLO, R. L.; ALVES, R. A. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, Minas Gerais: Universidade Federal de Viçosa, 2006.

VIEIRA, C. F. A. **Sensibilidade do modelo WAsP aos efeitos da estabilidade atmosférica no Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Fortaleza, Ceará: Universidade Estadual do Ceará, 2007.

WHITEMAN, C. D. **Mountain Meteorology: fundamentals and applications**. New York: Oxford University Press, 2000.

YANG, L.; LI, Y. Thermal conditions and ventilation in an ideal city model of Hong Kong. **Energy and Buildings**, v. 43, no. 5, pp.1139-1148, 2011.

ZACARIAS, P. R. V. **A trajetória da COHAB-AL no município de Maceió**. Trabalho Final de Graduação em Arquitetura e Urbanismo, Maceió, Alagoas: Universidade Federal de Alagoas, 2004.