



ANÁLISE DA FORMAÇÃO DE CAMADA LIMITE INTERNA EM REGIÕES  
COSTEIRAS TROPICAIS UTILIZANDO SONDAGENS ACÚSTICAS E O  
MODELO ATMOSFÉRICO WRF

Leonardo Aragão Ferreira da Silva

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Mecânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Mecânica.

Orientadores: Fernando Pereira Duda  
Luiz Claudio Gomes Pimentel

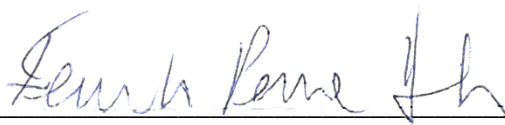
Rio de Janeiro  
Maio de 2018

ANÁLISE DA FORMAÇÃO DE CAMADA LIMITE INTERNA EM REGIÕES  
COSTEIRAS TROPICAIS UTILIZANDO SONDA GENS ACÚSTICAS E O  
MODELO ATMOSFÉRICO WRF

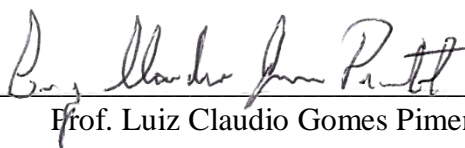
Leonardo Aragão Ferreira da Silva

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ  
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS  
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM  
CIÊNCIAS EM ENGENHARIA MECÂNICA.

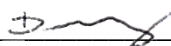
Examinada por:



Prof. Fernando Pereira Duda, D.Sc.



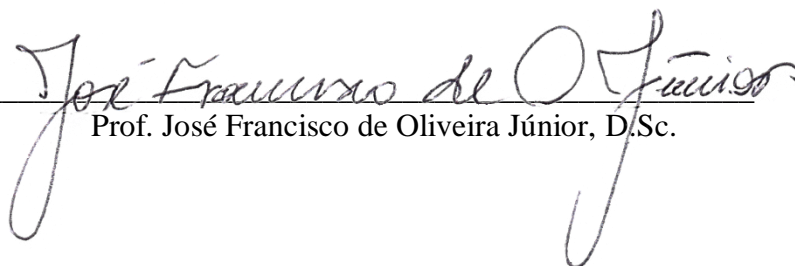
Prof. Luiz Claudio Gomes Pimentel, D.Sc.



Prof. Daniel Onofre de Almeida Cruz, D.Sc.



Prof. Márcio Cataldi, D.Sc.



Prof. José Francisco de Oliveira Júnior, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MAIO DE 2018

Aragão, Leonardo Ferreira da Silva

Análise da formação de Camada Limite Interna em regiões costeiras tropicais utilizando sondagens acústicas e o modelo atmosférico WRF / Leonardo Araújo Ferreira da Silva - Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2018.

XVII, 228 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Fernando Pereira Duda

Luiz Claudio Gomes Pimentel

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Mecânica, 2018.

Referências Bibliográficas: p. 183-195.

1. Camada Limite Interna. 2. Sondagens Acústicas. 3. Brisa Marítima. 4. WRF. I. Duda, Fernando Pereira *et al* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Mecânica. III. Título.

*Aos meus amados e sempre companheiros,*

*Aury, Caio e Vivian.*

*“Quem bater primeiro na porta do mar,  
dá de lá bandeira qualquer  
aponta pra fé e rema”*

*Marcelo Camelo*

## Agradecimentos

É difícil dizer ou, simplesmente, pensar em dizer algo capaz de expressar a profunda gratidão que tenho por todos que me apoiaram neste importante momento de vida. Crescer é uma tarefa tediosamente árdua até para aqueles que já são grandes. E sem a presença de pessoas com sentimentos sinceros ao seu lado, tal tarefa poderia se tornar impossível. Agradeço por ter uma verdadeira companheira ao meu lado, que muito amo e muito prezo. Por saber que ela sempre esteve lá nos momentos difíceis, e foi ela que sempre me manter firme para seguir em frente. Agradeço também todo apoio dado por minha mãe e meus familiares, que acreditaram na minha vontade e felicidade em passar por esta etapa.

Serei eternamente grato ao ambiente onde pude aprender e exercer aquilo que me torna hoje um profissional, bem como a todos aqueles que o frequentam e fazem do NCQAr muito mais que um laboratório de pesquisa. Luiz Claudio, algo muito grande está sendo feito ali e sinto-me honrado de fazer parte disso. Obrigado de verdade.

Não posso deixar de agradecer aos orientadores que me guiaram neste caminho. Luiz e Duda sempre mostraram acreditar em meu potencial, ensinando e repassando seus conhecimentos com a mais nobre das atitudes, a divulgação do saber. Hoje, sinto-me uma pessoa muito melhor por ter vivido o que vivi neste longo e intenso período, e devo isso a vocês. Por fim, agradeço também a todos os amigos que encontrei no caminho. Foi difícil, mas consegui. E vocês fazem parte disso. Muito obrigado. Obrigado mesmo!

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Doutor em Ciências (D.Sc.)

ANÁLISE DA FORMAÇÃO DE CAMADA LIMITE INTERNA EM REGIÕES  
COSTEIRAS TROPICAIS UTILIZANDO SONDAGENS ACÚSTICAS E O  
MODELO ATMOSFÉRICO WRF

Leonardo Aragão Ferreira da Silva

Maio/2018

Orientadores: Fernando Pereira Duda

Luiz Cláudio Gomes Pimentel

Programa: Engenharia Mecânica

O presente estudo investiga a circulação atmosférica local na industrializada região costeira de Santa Cruz, Rio de Janeiro. As características topográficas e a variedade de fenômenos atmosféricos que atuam sobre a área sugerem a formação de Camada Limite Interna (CLI) durante a brisa de baía, com ventos que alinham as principais indústrias e os bairros mais populosos da região. Perfis verticais das principais variáveis meteorológicas obtidos via sondagens acústicas são avaliados em conjunto com estações meteorológicas de superfície, dados de satélite e resultados do modelo atmosférico WRF buscando obter uma detalhada descrição física das várias etapas da brisa da baía em função das principais forçantes, duração e estabilidades atmosféricas. Dentre os principais resultados, observou-se que a fase de desenvolvimento da brisa de baía coincide com as maiores diferenças de temperatura baía/terra e, conseqüentemente, é a condição mais pronunciada para observar a formação de CLI. Além disso, verificou-se que com os devidos refinamentos nos níveis verticais do WRF é possível a representação fenômeno, bem como, uma boa estimativa para suas principais características (altura e alcance).

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

ANALYSIS OF THE INTERNAL BOUNDARY LAYER FORMATION OVER  
TROPICAL COASTAL REGIONS USING ACOUSTIC SOUNDINGS DATA AND  
THE ATMOSPHERIC MODEL WRF

Leonardo Aragão Ferreira da Silva

May/2018

Advisors: Fernando Pereira Duda  
Luiz Cláudio Gomes Pimentel

Department: Mechanical Engineering

This thesis investigates local circulation features in the industrialized coastal region of Santa Cruz, Rio de Janeiro. The topographic characteristics and the variety of atmospheric phenomena acting over the area suggest the formation of Internal Boundary Layers (IBLs) during cold front and bay breeze flows with direction upstream of the major industries. Vertical profiles of main meteorological variables are evaluated together with surface weather stations, satellite data, and atmospheric modelling using WRF to derive a detailed physics-based description of the various stages of bay breeze in terms of the main forces, duration, and atmospheric stabilities. It is found that the development phase of the sea breeze coincides with the largest bay/land differences and, consequently, it is the most pronounced condition to observe the IBL formation. Furthermore, a suitable refinement at WRF vertical levels proved to be fundamental to become possible the phenomena representation, as well as a good estimate for IBL main characteristics (height and fetch).



# Sumário

<b>1. Introdução .....</b>	<b>1</b>
<b>2. Fundamentação Teórica (Meteorologia Costeira) .....</b>	<b>7</b>
2.1. O fenômeno Brisa .....	7
2.1.1. Principais elementos da Brisa Marítima .....	9
2.1.2. Teorema de Circulação de Bjerknes .....	12
2.1.3. Ciclo de vida da Brisa Marítima.....	14
2.1.4. Outros fatores relevantes.....	20
2.2. Camada Limite Heterogênea.....	22
2.3. Estrutura e Dinâmica da CLI.....	24
<b>3. Revisão Bibliográfica .....</b>	<b>27</b>
3.1. CLI.....	27
3.1.1. Altura da CLI ( $h$ ).....	28
3.1.2. Alcance da CLI (Fetch).....	32
3.2. Monitoramento Atmosférico na CLA.....	34
3.2.1. Aplicabilidade e incertezas.....	35
3.2.2. Estudos Observacionais .....	38
3.3. Modelagem Atmosférica.....	42
<b>4. Descrição das Técnicas e Modelos .....</b>	<b>48</b>
4.1. SODAR .....	48
4.2. WRF.....	49
4.3. Mathematica .....	51

## Sumário

<b>5. Metodologia .....</b>	<b>52</b>
5.1. Caracterização da Região .....	52
5.2. Monitoramento Atmosférico .....	57
5.2.1. Estações Meteorológicas de Superfície .....	57
5.2.2. Perfilador Vertical .....	60
5.3. Fenômenos Atuantes .....	63
5.4. Etapas da Investigação .....	65
5.5. Estudo de Caso .....	70
5.5.1. Estimando a CLI na BAI.....	70
5.5.2. Seleção do período de estudo .....	74
5.6. Modelagem Atmosférica .....	74
5.6.1. Parametrizações no modelo WRF .....	75
5.6.2. Configurações do modelo atmosférico .....	81
5.6.3. Métodos de avaliação.....	87
<b>6. Resultados e Discussão .....</b>	<b>90</b>
6.1. Caracterização Meteorológica.....	90
6.1.1. Consistência dos dados meteorológicos.....	91
6.1.2. Escoamento em superfície.....	97
6.1.3. Estrutura vertical da camada superficial .....	105

## Sumário

6.2. Estudo de Caso .....	117
6.2.1. Análise sinótica do período de estudo .....	118
6.2.2. Circulação da brisa de baía.....	126
6.2.3. Análise dos parâmetros de escala local.....	131
6.2.4. Estrutura vertical da CLI.....	134
6.2.5. Estimativa da altura da CLI.....	139
6.3. Modelagem do escoamento superficial.....	142
6.3.1. Análise estatística das simulações com WRF .....	143
6.3.2. Representação do escoamento em superfície .....	150
6.3.3. Efeitos da circulação de brisa .....	155
6.3.4. Estrutura vertical próxima à superfície .....	161
6.3.5. Modelagem da altura da CLI.....	169
<b>7. Conclusões e Recomendações.....</b>	<b>173</b>
<b>Referências Bibliográficas .....</b>	<b>183</b>
<b>Anexo I – Rosa dos Ventos da BAI para o período 2013-2017.....</b>	<b>196</b>
<b>Anexo II – Trabalhos publicados em periódicos.....</b>	<b>203</b>

## Lista de Figuras

- Figura 1 - Exemplo da fumigação em diferentes situações de CLI na dispersão de poluentes atmosféricos. Adaptado de Stunder e Sethuraman (1985). ..... 2
- Figura 2 – Normalmente invisível, o sombreamento de nuvens toma forma de nuvem na fazenda eólica offshore de Horns Rev à oeste da Dinamarca. Créditos: Vattenfall ([http://www.noaanews.noaa.gov/stories2011/20110426\\_windwakes.html](http://www.noaanews.noaa.gov/stories2011/20110426_windwakes.html)). ..... 3
- Figura 3 – Exemplo de circulação da brisa marítima (linha sólida), onde as linhas tracejadas indicam as superfícies de densidade constante;  $P_0$  e  $P_1$  representam as pressões atmosféricas na superfície e no topo da célula, respectivamente;  $T_1$  e  $T_2$  as temperaturas médias do ar sobre o oceano e sobre a terra, respectivamente; e  $L$  e  $h$  são, respectivamente, as dimensões horizontais e verticais da circulação. Fonte: Holton (2004). ..... 9
- Figura 4 – Sistema de Brisa Marítima (SBM) descrita pelos seus principais elementos. Adaptado de Stull (1988). ..... 10
- Figura 5 – Modelo bidimensional simplificado da FBM associada a CGB, onde o fluido mais denso proveniente do mar (área em cinza) se desloca levantando o fluido que antes estava sobre a superfície. Abaixo da linha pontilhada C, ocorre a interação com a superfície. Entre B e C temos a CGB, e entre A e B temos a TFB onde o cisalhamento do vento e a diferença de densidade entre os fluidos pode desenvolver as OKH. Fonte: Miller *et al.* (2003). ..... 11
- Figura 6 - Identificação da formação de CLI e CLIT através do perfil vertical de velocidade (a), e dos perfis verticais de temperatura em situações estáveis (b) e instáveis (c). ..... 25
- Figura 7 - Taxa de fluxo vertical de concentração ( $F/F_0$ ) em função do Alcance da CLI (fetch, em metros) e da altura de medição (m). Fonte: Dyer (1963). ..... 34
- Figura 8 – Estrutura externa de um sistema SODAR utilizado no monitoramento do potencial eólico (esquerda) e o instrumento em detalhe localizado em seu interior (direita). ..... 49
- Figura 9 - Região Metropolitana do Rio de Janeiro e suas Bacias Aéreas. Adaptação de (FEEMA, 2004). ..... 53
- Figura 10 - Caracterização do uso e ocupação do solo na região da Bacia Aérea I segundo os dados de GEORIO (2017). Resolução 30 m. ..... 54
- Figura 11 – Elevação de terreno na região da Bacia Aérea I segundo os dados de USGS (GTOPO30). Resolução 1 km. ..... 56
- Figura 12 – Distribuição da rede de estações meteorológicas da região da BAI. As estações marcadas em vermelho representam as utilizadas no presente estudo. Fonte: Google Earth (Imagem de Satélite). ..... 58
- Figura 13 – Localização do SODAR/RASS no sítio da CSA: à esquerda, imagem de satélite centrada no instrumento com marcações de raios de 100, 200 e 300 m; e à direita, a plataforma montada para a operação do sistema de sondagens acústicas/eletromagnéticas. ..... 61

## Lista de Figuras

Figura 14 – Fluxograma das 3 etapas do estudo e suas respectivas análises. ....	66
Figura 15 – Posicionamento das 5 grades aninhadas utilizadas nas simulações do estudo de caso no modelo WRF. Todos os domínios estão centrados na posição do SODAR/RASS. ....	82
Figura 16 – Distribuições dos níveis verticais propostas para as simulações com WRF. ....	84
Figura 17 – Percentual horário de dados válidos de Temperatura do Ar e de Velocidade do Vento medidos nível a nível via SODAR/RASS no período entre 2013 e 2017. ....	95
Figura 18 – Percentual mensal de dados válidos de Temperatura do Ar e de Velocidade do Vento medidos nível a nível via SODAR/RASS no período entre 2013 e 2017. ....	96
Figura 19 – Rosas do Vento da BAI para o período de estudo (2013–2017). Ao centro, a imagem de satélite (Google Earth) indicando as posições das EMS (pontos vermelhos) e os destaques geográficos da região (pontos verdes). ....	98
Figura 20 – Matriz de correlação de Temperatura do Ar e de Velocidade do Vento entre as EMS da BAI para o período entre 2013 e 2017. ....	101
Figura 21 – Distribuição de frequência horária da direção do vento na BAI para o período entre 2013 e 2017. A linha pontilhada representa o desvio padrão desta distribuição e a linha contínua representa a média horária de velocidade do vento, ambas normalizadas por seus máximos. ....	103
Figura 22 – Perfis verticais atmosféricos médios para temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ), velocidades horizontal e vertical do vento (m/s) e energia cinética turbulenta ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ). Na parte superior são apresentados os perfis com todas as medidas SODAR/RASS a cada 10 m completas dos 40 aos 400 m, na parte inferior estão as medições completas até os 200 m acima do solo. As médias foram realizadas para o período completo (linhas em cinza), madrugada (roxa), manhã (amarelo), tarde (vermelho) e noite (azul) com dados coletados entre os anos de 2013 e 2017. ....	107
Figura 23 – Perfis verticais atmosféricos médios para temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ), velocidades horizontal e vertical do vento (m/s) e energia cinética turbulenta ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ). Na parte superior são apresentados os perfis com todas as medidas SODAR/RASS a cada 10 m completas dos 40 aos 400 m, na parte inferior estão as medições completas até os 200 m acima do solo. As médias foram realizadas para o período anual (linhas em cinza), outono (azul), inverno (roxa), primavera (amarelo) e verão (vermelho) com dados coletados entre os anos de 2013 e 2017. ....	111
Figura 24 – Perfis verticais atmosféricos médios para temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ), velocidades horizontal e vertical do vento (m/s) e energia cinética turbulenta ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ). Na parte superior são apresentados os perfis com todas as medidas SODAR/RASS a cada 10 m completas dos 40 aos 400 m, na parte inferior estão as medições completas até os 200 m acima do solo. As médias foram realizadas de acordo com a direção do vento em superfície ( $1^{\circ}$ nível de medida – 40 m acima do solo) com dados coletados entre os anos de 2013 e 2017. ....	114

## Lista de Figuras

- Figura 25 – Cartas de pressão ao nível médio do mar (esquerda) e Imagens do satélite GOES13 no canal infravermelho (direita) para a América do Sul nos dias 25 e 26 de dezembro de 2013 às 12Z (10:00 HL). Fonte: CPTEC/INPE. .... 120
- Figura 26 – Cartas de pressão ao nível médio do mar (esquerda) e Imagens do satélite GOES13 no canal infravermelho (direita) para a América do Sul nos dias 27 e 28 de dezembro de 2013 às 12Z (10:00 HL). Fonte: CPTEC/INPE. .... 121
- Figura 27 – Médias dos dias 25 e 26 (esquerda) e 27 e 28 (direita) para Linha de Corrente (m/s) em 200 hPa, Omega (Pa/s) em 500 hPa, e Umidade Específica (g/kg) e Vento (m/s) em 850 hPa. Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis 1 (NOAA). .... 123
- Figura 28 – Imagens do satélite GOES13 no canal infravermelho (direita) para o Sudeste do Brasil nos dias 25 e 26 de dezembro de 2013 às 12Z (09:00 HL). Fonte: CPTEC/INPE. .... 125
- Figura 29 – Dados meteorológicos da BAI de 26 a 29 de dezembro de 2013. A velocidade (a) e a direção (b) do vento, juntamente com a temperatura do ar (d) foram medidas a 10 m e 2 m nas EMS, respectivamente. As medidas de SODAR/RASS são apresentadas apenas para o primeiro nível (40 m), exceto para TKE (c) que integra toda a coluna atmosférica medida (dados suavizados – médias móveis de 2 horas). Os dados TSM (MODIS) mostram as temperaturas médias de área sobre a baía de Sepetiba. .... 128
- Figura 30 – Medidas SODAR/RASS de (a) velocidade de fricção ( $u^*$ ), (b) fluxo de calor sensível em superfície ( $H_0$ ) e (d) altura de inversão no período entre 26 e 29 de dezembro de 2013. Além disso, são apresentadas as diferenças de temperatura verticais e horizontais (c) entre as estações: SODAR×Costeira (linha azul, respectivamente à 40 e 2 m), Costeira×Vale (linha amarela, ambas à 2 m) e Costeira×TSM (linha verde pontilhada, respectivamente à 2 e 0 m). .... 132
- Figura 31 – Comparação entre os fluxos de calor sensível em superfície  $H_0$  resultantes das medidas SODAR/RASS (observado) e da formulação de Melas (1993) com base no  $\sigma_w$  medido via SODAR (parametrizado). A normalização foi realizada utilizando o valor máximo observado de  $H_0$  entre ambos os dados (646 W/m<sup>2</sup>). .... 133
- Figura 32 – Perfis verticais de temperatura potencial  $\theta$  (°C), velocidade  $u$  (m/s), TKE (m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) e direção do vento (vetores), para 26 de dezembro de 2013. As linhas azuis representam os perfis médios durante a formação do CLI (40 min) e a linha horizontal tracejada a Altura de Inversão média de acordo com os dados SODAR/RASS. As linhas cinza clara e escura representam períodos anteriores e posteriores (também 40 min), respectivamente. .... 135
- Figura 33 – Perfis verticais de temperatura potencial  $\theta$  (°C), velocidade  $u$  (m/s), TKE (m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) e direção do vento (vetores), para 28 de dezembro de 2013. As linhas azuis representam os perfis médios e a linha horizontal tracejada a Altura de Inversão média durante a formação do CLI (40 min) de acordo com os dados SODAR/RASS. As linhas cinza clara e escura representam períodos anteriores e posteriores (também 40 min), respectivamente. .... 137

## Lista de Figuras

- Figura 34 – Estimativas de TSM via imagem de satélite (MODIS Aqua) para os horários anterior e posterior aos registros de CLI no dia 28 de dezembro de 2013. A área utilizada para mediação da TSM é apresentada pelo retângulo branco, e os vetores representam o vento nas 6 EMS (10m) e SODAR/RASS (40m), onde a coloração apresenta a temperatura do ar à 2 m utilizando a mesma escala da TSM. .... 138
- Figura 35 – Estimativas de altura IBL ( $z_i$ ) no eixo transversal à linha de costa para 26 de dezembro de 2013 às 10:00 HL (esquerda) e 28 de dezembro de 2013 às 11:00 HL (direita) usando as formulações de Weisman (1976) e de Raynor *et al.* (1979). Posicionado a 5 km do litoral, estas medições SODAR/RASS (intervalo em roxo) são as únicas disponíveis para períodos diurnos em todo estudo de caso, e ambas foram registradas durante a fase de desenvolvimento da brisa da baía..... 140
- Figura 36 – Estimativas de TSM via imagem de satélite (MODIS Aqua) para os horários anteriores aos registros de CLI nos dias 26 e 28 de dezembro de 2013. A área utilizada para mediação da TSM é apresentada pelo retângulo branco, e os vetores representam o vento nas 6 EMS (10m) e SODAR/RASS (40m), onde a coloração apresenta a temperatura do ar à 2 m utilizando a mesma escala da TSM. .... 141
- Figura 37 – Dados meteorológicos observados e estimados (WRF) do período entre 26 a 28 de dezembro de 2013. A velocidade (a) e a direção (b) do vento, juntamente com a temperatura do ar (c) foram medidas/estimadas a 10 m e 2 m, respectivamente. A TSM estimada via MODIS e via WRF também é apresentada em (c). .... 151
- Figura 38 – Campo de vento à 10 m via WRF (48 níveis) para os horários de chegada das frentes de brisa de baía às localidades das estações Costeira (esquerda) e Vale (direita) durante os dias 26, 27 e 28 de dezembro de 2013. .... 153
- Figura 39 – Campos de temperatura do ar à 2 m e de vento à 10 m via WRF (48 níveis) apresentando seus respectivos ciclos diurnos no 28 de dezembro de 2013. .... 156
- Figura 40 – Campos de temperatura do ar à 2 m (a e b) e do fluxo de calor sensível em superfície (c e d), juntamente com vento à 10 m estimados via WRF (48 níveis) para os horários das 09 e 12:00 HL do dia 28 de dezembro de 2013. .... 158
- Figura 41 – Campos de razão de mistura de vapor à 2 m e de vento à 10 m via WRF (48 níveis) apresentando seus respectivos ciclos diurnos no 28 de dezembro de 2013..... 160
- Figura 42 – Domínio 5 das simulações WRF com destaque para o corte transversal à linha de costa (linha vermelha) selecionado para análise da estrutura vertical da brisa. A linha possui 60 km de extensão (10 km sobre a Baía de Sepetiba) e alinha o SODAR e a estação Vale. .... 161
- Figura 43 – Campo de temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ) no eixo transversal à linha de costa para o dia 28/12/2013. As setas em cinza representam o campo de vento alinhado ao eixo e área em cinza próxima a superfície representa a topografia local. .... 163
- Figura 44 – Campo de velocidade vertical do vento (m/s) no eixo transversal à linha de costa para o dia 28/12/2013 ao meio-dia. As setas em cinza representam o campo de vento alinhado ao eixo e a área em cinza próxima a superfície representa a topografia local. .... 165

## Lista de Figuras

- Figura 45 – Campo de razão de mistura de vapor d’água (g/kg) no eixo transversal à linha de costa para o dia 28/12/2013 às 20 HL. As setas em cinza representam o campo de vento alinhado ao eixo e a área em cinza próxima a superfície representa a topografia local. .... 166
- Figura 46 – Perfis verticais de temperatura potencial  $\theta_p$  (°C) e velocidade do vento  $U$  (m/s) para diversos horários do dia 28 de dezembro de 2013. As linhas contínuas representam os dados observados via SODAR/RASS, enquanto as tracejadas representam as estimativas do modelo atmosférico WRF. .... 167
- Figura 47 – Modelagem de altura IBL ( $z_i$ ) no eixo transversal à linha de costa para 26 de dezembro de 2013 às 10:00 HL (esquerda) e 28 de dezembro de 2013 às 11:00 HL (direita) usando as formulações de Weisman (1976) e de Raynor *et al.* (1979). As equações foram resolvidas conforme as proposições da estimativa utilizando dados observacionais (Figura 35). .... 170
- Figura 48 – Modelagem de altura IBL ( $z_i$ ) no eixo transversal à linha de costa para 26 de dezembro de 2013 às 10:00 HL (esquerda) e 28 de dezembro de 2013 às 11:00 HL (direita) usando as formulações de Weisman (1976) e de Raynor *et al.* (1979). Neste caso, as equações foram resolvidas conforme o indicado na literatura. .... 171



## Lista de Tabelas

Tabela 1 - Estações Meteorológicas de Superfície localizadas na BAI. ....	58
Tabela 2 - Conjunto de parametrizações físicas padrão utilizadas nas simulações com WRF. ....	80
Tabela 3 – Detalhamento dos níveis verticais para o WRF. ....	85
Tabela 4 – Sumário das simulações do Estudo de Caso com modelo atmosférico WRF. ....	87
Tabela 5 – Consistência dos coletados no período 2013-2017 nas EMS localizadas na BAI. ....	92
Tabela 6 – Detalhamento dos estágios da brisa de baía para os três dias consecutivos do estudo de caso (26 a 28 de dezembro de 2013). ....	130
Tabela 7 – Índices estatísticos comparando os dados horários observados nas 6 EMS com as simulações WRF (28, 48 e 52 níveis) do estudo de caso (26 a 28 de dezembro de 2013). O valor ideal para ambos os índices é 0 e os valores sublinhados destacam os melhores resultados entre as simulações. ....	145
Tabela 8 – Índices estatísticos comparando os dados horários observados nas estações Costeira, Vale e Restinga com as simulações WRF e ARPS. O valor ideal para ambos os índices é 0 e os valores sublinhados destacam os melhores de cada estação entre as simulações. ....	147
Tabela 9 – Índices estatísticos comparando os dados horários SODAR/RASS nos níveis de 50, 100, 200 e 400 m com as simulações WRF (28, 48 e 52 níveis) do estudo de caso (26 a 28 de dezembro de 2013). O valor ideal para ambos os índices é 0 e os valores sublinhados destacam os melhores resultados entre as simulações. ....	148

# 1. Introdução

O crescimento das atividades comerciais e industriais em regiões costeiras nos mostra a grande necessidade do desenvolvimento de modelos atmosféricos e de qualidade do ar que consigam representar de maneira realística as condições meteorológicas características de ambientes costeiros. A expansão da indústria do petróleo e seus derivados, bem como a instalação de usinas nucleares, expõem a necessidade do refinamento dos modelos existentes e a criação de novos modelos tanto para fins regulatórios, quanto para fins de plano de emergência. Segundo Stunder e Sethuraman (1985), um importante componente que deve ser considerado nos modelos de dispersão de poluentes atmosféricos em regiões costeiras é a formação da Camada Limite Interna (CLI), que usualmente tem origem na interface terra/mar e se estende em direção ao interior da costa alinhado com o campo de vento. A interação desta camada limite com as plumas emitidas por fontes elevadas estão diretamente correlacionadas com a distribuição de concentração do poluente na superfície, bem como a localização do valor máximo.

Para o problema de dispersão de poluentes atmosféricos em regiões costeiras a formação de CLI possibilita a ocorrência de dois importantes processos físicos: a fumigação e o aprisionamento da pluma de poluentes. Em condições de brisa marítima, todas as fontes posicionadas na linha de costa, sejam sobre a terra ou sobre a água (navios e plataformas de petróleo), emitem poluentes em direção ao interior do continente que, em algum momento, podem interceptar a altura da CLI dependendo de sua intensidade. Quando isso acontece, a pluma é aspirada para o interior da CLI causando um grande impacto nas concentrações em superfície. Este processo é conhecido como fumigação (Portelli, 1982). Já o caso de aprisionamento de pluma ocorre quando as fontes emissoras

já se encontram no interior na CLI e seus poluentes não são emitidos a temperaturas suficientes quentes para que a pluma ultrapasse a altura da CLI. Este processo dificulta a dispersão impedindo que o poluente sofra atuação do escoamento mais intenso sobre a CLI (Stunder e Sethuraman, 1985).

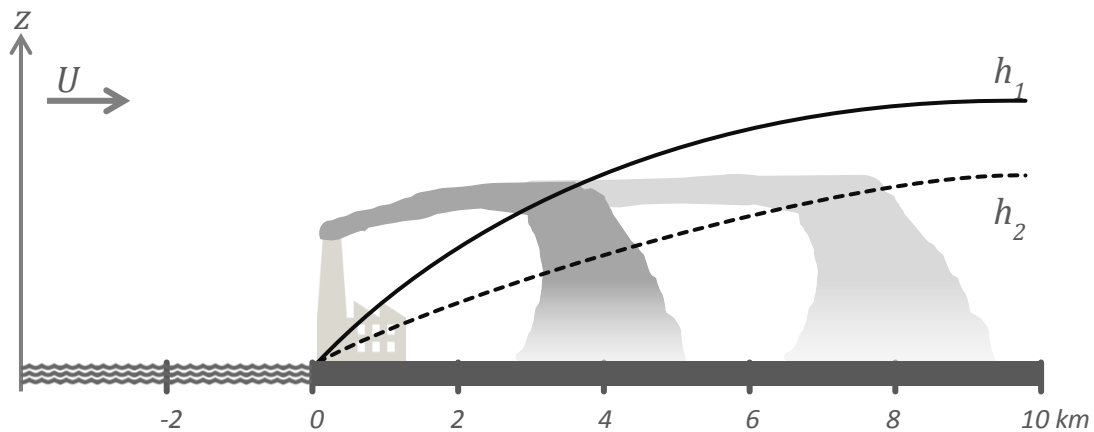


Figura 1 - Exemplo da fumigação em diferentes situações de CLI na dispersão de poluentes atmosféricos. Adaptado de Stunder e Sethuraman (1985).

Na Figura 1 são apresentadas duas diferentes situações em que a determinação da altura CLI ( $h_1$  e  $h_2$ ) é fundamental para que as estimativas das máximas concentrações de poluente sejam feitas de maneira realística. Em um dos casos de fumigação avaliados por Stunder e Sethuraman (1985) verificou-se que um pequeno erro de 120 m no cálculo de  $h$  foi capaz de provocar um erro de sete quilômetros no posicionamento da máxima concentração do poluente em superfície.

Estudos sobre regiões costeiras devem considerar a possibilidade de incertezas devido à forma da linha de costa, a evolução do alcance da CLI e o perfil estável do escoamento *offshore*, evidenciando a necessidade de mais estudos tanto pela abordagem observacional, quanto pela simulação numérica. Situações costeiras são relativamente pouco exploradas nos trabalhos da literatura, principalmente no que tange a interação do vento térmico com a CLI. O uso de modelos de mesoescala com parametrizações de

camada limite realísticas e apropriadas podem trazer importantes contribuições para o problema, inclusive resgatando o papel das circulações de brisa marítima/terrestre (Garratt, 1990).



Figura 2 – Normalmente invisível, o sombreamento de nuvens toma forma de nuvem na fazenda eólica offshore de Horns Rev à oeste da Dinamarca. Créditos: Vattenfall ([http://www.noaanews.noaa.gov/stories2011/20110426\\_windwakes.html](http://www.noaanews.noaa.gov/stories2011/20110426_windwakes.html)).

Outro setor diretamente influenciado pela meteorologia costeira é a produção de energia através das fazendas eólicas (Figura 2) que, juntamente com a solar, é símbolo das energias renováveis. O modo como a velocidade do vento varia com a altura na baixa Camada Limite Atmosférica (CLA) e como essa estrutura evolui no tempo são consideradas as principais questões na indústria de energia do vento. Assim como as turbinas tem posicionado suas hélices cada vez mais alto, o conhecimento e as técnicas de monitoramento dos perfis verticais de vento também necessitam ser constantemente aprimorados (Floors *et al.*, 2013).

Basicamente, existem duas formas físicas de interação entre as fazendas eólicas e a linha de costa, e ambas se relacionam diretamente com a formação de CLI. A primeira está relacionada à altura da CLI que, quando maior que a altura de ação das hélices, reduz

drasticamente o potencial eólico da turbina devido ao vento no interior da CLI responder apenas as características do solo (menos intenso - instável) e não do mar (mais intenso - estável) (Monzikova *et al.*, 2017). A segunda forma é conhecida como sombreamento de vento (do Inglês, *wind shadowing*), termo associado as primeiras análises das imagens de satélite que sobrevoavam ilhas e arquipélagos, onde é possível observar uma baixa rugosidade na superfície do oceano à retaguarda da ilha mostrando que sua presença altera o escoamento. Algo semelhante também se observa na retaguarda das fazendas eólicas (Figura 2) que, por oferecerem uma maior resistência ao escoamento, produzem uma mudança abrupta da rugosidade na superfície e, conseqüentemente, formam uma CLI abaixo na altura de ação das hélices (Letcher, 2017).

Para fins do estudo da qualidade do ar, a Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) divide-se em quatro Bacias Aéreas distintas caracterizadas pelo desenvolvimento industrial, malha rodoviária, uso e ocupação do solo, topografia e áreas de preservação ambiental, bem como as condições atmosféricas intrínsecas de cada região. Dentre todas as Bacias Aéreas, a III é a que apresenta maior desenvolvimento industrial e, conseqüentemente, os piores índices de degradação da qualidade do ar. No entanto, durante a última década as concentrações de poluentes atmosféricos vêm atingindo níveis alarmantes na Bacia Aérea I (BAI), possivelmente fruto do forte crescimento industrial na região.

Conhecida pela predominância de áreas rurais e de pouca densidade populacional, a região da BAI despertou interesse das grandes indústrias por ter localização privilegiada próxima a rodovias e ferrovias que ligam as duas maiores metrópoles do país, bem como, a possibilidade de escoamento da produção por embarcações através da Baía de Sepetiba, que dispõe de águas calmas proporcionadas pela barreira natural da Restinga da Marambaia. Por ser predominantemente rural, esta região não possui longos históricos de

dados meteorológicos de superfície e de qualidade do ar. Dentre os dados já analisados foi detectado um regime de brisa bem estabelecido com ventos de direção do vento Nordeste (NE) – Sudoeste (SO) que se encontram alinhados perpendicularmente a linha de costa da Baía (Pimentel *et al.*, 2014). Entretanto, apenas estas informações sobre direção e velocidade do vento não são suficientes para que possamos entender a dispersão de poluentes nesta região.

### Objetivo

Dado o exposto, o presente trabalho tem como objetivo a modelagem experimental e computacional dos fenômenos meteorológicos de mesoescala e de escala local para a adequada representação do regime de brisas marítima/baía e terrestre, bem como a formação da Camada Limite Interna (CLI) na região costeira da Baía de Sepetiba, Zona Oeste do Rio de Janeiro.

### Objetivos Específicos

- Identificar os padrões horários de vento em superfície na Bacia Aérea I (BAI) afim de determinar quais os fenômenos meteorológicos e suas principais forçantes que atuam na região, influenciando a formação da Camada Limite Interna (CLI);
- Avaliar a consistência das medições dos perfis verticais de vento e temperatura obtidos via sondagens acústicas, que permita caracterizar os ciclos diurno e sazonal do escoamento superficial e da estrutura vertical da CLA sobre a região costeira da Baía de Sepetiba;

- Definir as classes de modelos físico-matemáticos disponíveis na literatura científica adequadas para estimar a altura e o alcance da CLI em relação à linha de costa, a partir da comparação desses parâmetros com as medições de perfil de vento e temperatura obtidos com as sondagens acústicas;
  
- Avaliar o desempenho do modelo atmosférico de mesoescala WRF, considerando diferentes parametrizações físicas de CLA e resoluções no domínio vertical, para a representação do sistema de brisas marítima/terrestre e das condições micrometeorológicas que favorecem e caracterizam a dinâmica da CLI.
  
- Avaliar a adequação dos parâmetros e variáveis da CLA estimados pelo WRF para o uso nos modelos físico - matemáticos disponíveis na literatura para a determinação da altura da CLI.

## 2. Fundamentação Teórica (Meteorologia Costeira)

Alguns dos diversos fenômenos meteorológicos que ocorrem sobre regiões costeiras estão diretamente relacionados a presença da linha de costa, onde é possível observar os maiores contrastes de temperatura, humidade, vento e, principalmente, rugosidade aerodinâmica. Tipicamente, fenômenos deste tipo transitam entre a micro e a mesoescala, podendo alcançar dimensões na ordem dos 200 km a partir da interface terra-mar (Hsu, 1988). Considerando que 8 entre as 10 maiores cidades no mundo estão localizadas em regiões costeiras e que cerca de 44% da população mundial vive a menos de 150 km do mar, a avaliação dos impactos destes fenômenos nas atividades humanas torna-se imprescindível (Cuxart *et al.*, 2014). Dentre eles estão: equilíbrio da temperatura durante eventos de calor extremo (como as ondas de calor, por exemplo), suporte no desenvolvimento de tempestades, suporte de umidade na formação de nevoeiro e até melhorar ou piorar a qualidade do ar próxima à superfície (Kozo, 1982; Hsu, 1988; Silva Dias e Machado, 1997; e Miller *et al.*, 2003).

Desta forma, apresentamos nesse capítulo a fundamentação teórica para o entendimento dos fenômenos de brisa marítima e brisa terrestre, bem como seus respectivos desdobramentos na Camada Limite Atmosférica (CLA) e na formação da Camada Limite Interna (CLI).

### 2.1. O fenômeno Brisa

O melhor dos exemplos de interação terra, mar e ar é o sistema de brisas marítima e terrestre. Esse sistema de circulação é responsável pelo equilíbrio da temperatura do ar após o ciclo de aquecimento diurno em regiões costeiras que, por muitas das vezes,



consegue penetrar quilômetros terra adentro (Hsu, 1988). De maneira geral, as brisas ocorrem em situações de céu claro que evidenciam o aquecimento/resfriamento mais rápido do solo em relação ao mar. Assim, esse contraste térmico cria uma Força Gradiente De Pressão (FGP) de escala local com direção mar-terra/terra-mar e transporta uma fina camada de ar mais frio (Miller *et al.*, 2003; Wallace & Hobbs, 2006). As nomenclaturas para estes ventos locais estão sempre associadas as suas respectivas regiões de origem. Por exemplo, na brisa marítima os ventos têm origem no mar e na brisa de montanha os ventos originam-se no topo das montanhas (Stull, 1988).

Em um fluido baroclínico como a atmosfera – isto é, onde a densidade do ar não varia apenas em função da pressão, mas também da temperatura do ar – uma circulação pode se formar sobre regiões costeiras a partir de uma FGP induzida pelas diferentes temperaturas entre o ar sobre a terra e o ar sobre o corpo d'água (Figura 3). Durante o dia, a incidência de radiação solar promove um aquecimento diferenciado do ar sobre o continente, deixando-o relativamente mais quente e leve que o ar sobre o oceano, e gerando regiões de baixa pressão. Com isso, o ar sobre o continente se desloca para altitudes mais elevadas por empuxo e tem seu volume ocupado pelo o ar frio proveniente da região oceânica. Esse fenômeno é conhecido como brisa marítima. No período da noite o processo ocorre de maneira inversa, pois devido a sua maior capacidade de armazenar calor, o oceano se resfria mais lentamente que o continente e o gradiente mar-terra provoca o deslocamento da massa de ar continental para o oceano, resultando na brisa terrestre.

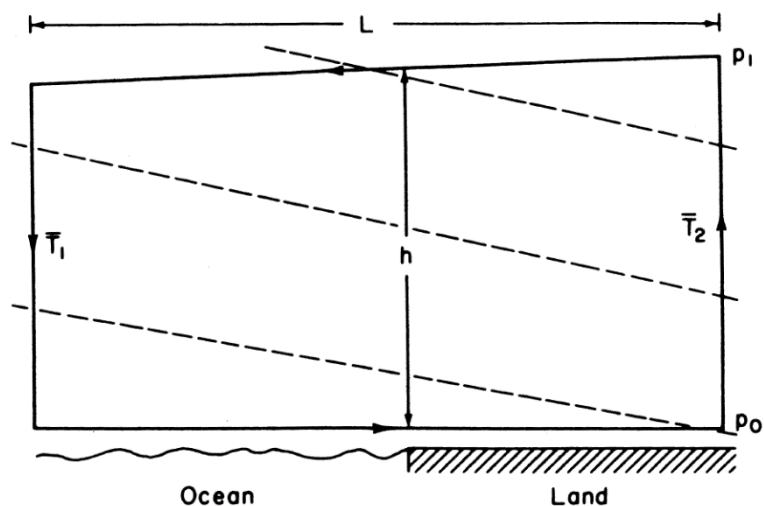


Figura 3 – Exemplo de circulação da brisa marítima (linha sólida), onde as linhas tracejadas indicam as superfícies de densidade constante;  $P_0$  e  $P_1$  representam as pressões atmosféricas na superfície e no topo da célula, respectivamente;  $T_1$  e  $T_2$  as temperaturas médias do ar sobre o oceano e sobre a terra, respectivamente; e  $L$  e  $h$  são, respectivamente, as dimensões horizontais e verticais da circulação. Fonte: Holton (2004).

De maneira geral, as brisas marítimas são ventos superficiais frios sobre regiões costeiras que sopram do mar para a terra durante o dia. Ocorrem na ausência de forçantes sinóticas (ou seja, vento geostrófico fraco ou calmo), sob condições de céu claro e é causada por um contraste térmico de, pelo menos,  $5^{\circ}\text{C}$  entre a terra rapidamente aquecida pelo sol e a água fria do mar que aquece mais vagorosamente. Segundo Wallace & Hobbs (2006), estruturas análogas à brisa marítima se formam ao longo de lagos, baías e rios suficientemente grandes, onde os contrastes entre estas superfícies, mesmo que pequenos, também produzem estes ventos superficiais.

### 2.1.1. Principais elementos da Brisa Marítima

O escoamento superficial encontrado sobre interfaces terra-mar normalmente apresenta movimentos termicamente induzidos ascendentes e descendentes associados a um escoamento de retorno (da terra para o mar) posicionado um pouco mais acima deste. Analisando estas componentes em um plano vertical (Figura 4), observa-se uma célula rasa de mesoescala conhecida como Circulação de Brisa Marítima (CBM), que tem início

com os ventos originados no mar se deslocando horizontalmente em direção à terra, onde ascende e retorna para o mar em níveis superiores aos 900 hPa (Hsu, 1988).

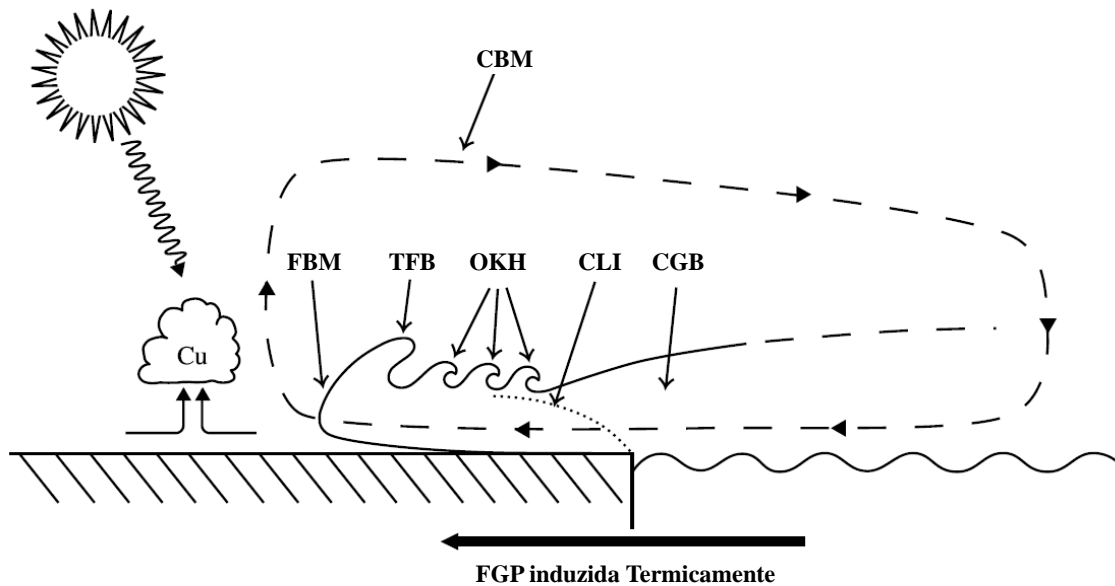


Figura 4 – Sistema de Brisa Marítima (SBM) descrita pelos seus principais elementos. Adaptado de Stull (1988).

O movimento das parcelas de ar mais frio formadas sobre a superfície do mar que se deslocam em direção à terra é conhecido como Corrente de Gravidade (ou densidade) da Brisa (CGB). No momento em que a CGB cruza a linha de costa, outros elementos do sistema de brisa marítima começam a tomar forma. O primeiro deles é a Frente de Brisa Marítima (FBM), região de interface entre as parcelas de ar mais frio oriundas do mar (CGB) e aquelas mais quentes formadas sobre a terra. A FBM é marcada por mudanças abruptas de temperatura (muitas vezes da ordem de alguns °C), umidade e vento (tanto direção quanto intensidade) e, durante sua passagem, promove o levantamento do ar mais quente e leve da superfície impulsionado pelo ar mais frio e denso das CGB que ocupa seu lugar (Miller *et al.*, 2003; Cuxart *et al.*, 2014). Esse levantamento súbito que mistura parcelas de ar quente da terra e ar frio do mar é chamado de Topo da Frente de Brisa (TFB), que pode apresentar velocidades verticais significativas (entre 0,5 e 2,5 m/s) e até

resultar no desenvolvimento de nuvens do tipo *cumulus* (Pielke, 1985; Stull, 1988; Carbone *et al.*, 2000).

Ainda segundo Stull (1988), a FBM tende a se deslocar costa adentro até convergir com a corrente ascendente da CBM (~20-50 km da linha de costa). No entanto, são nos primeiros quilômetros da interface terra-mar que encontraremos os ventos mais intensos de todo o sistema de brisa marítima, atingindo facilmente velocidades superiores à 5 m/s. A profundidade do escoamento superficial da CGB varia entre 100 e 500 m acima da superfície, enquanto o escoamento de retorno varia de 500 a 2.000 m.

Durante o dia, a frente de brisa é governada parcialmente pela intensa conversão de energia potencial disponível em energia cinética. Após o pôr do sol, a FBM continua seu deslocamento costa adentro com o suporte termodinâmico da CGB, semelhante as frentes de rajada produzidas nas grandes tempestades (*gust fronts*). Apenas como referência, a intensidade da TKE durante a passagem da FBM pode facilmente atingir o dobro daquela encontrada no equilíbrio após sua passagem (Briere, 1987).

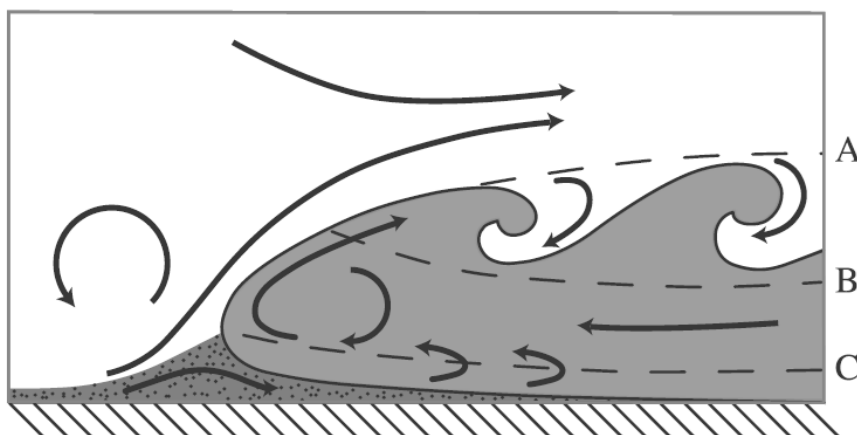


Figura 5 – Modelo bidimensional simplificado da FBM associada a CGB, onde o fluido mais denso proveniente do mar (área em cinza) se desloca levantando o fluido que antes estava sobre a superfície. Abaixo da linha pontilhada C, ocorre a interação com a superfície. Entre B e C temos a CGB, e entre A e B temos a TFB onde o cisalhamento do vento e a diferença de densidade entre os fluidos pode desenvolver as OKH. Fonte: Miller *et al.* (2003).

Na retaguarda das FBM, mais precisamente na interface entre a CGB e o escoamento de retorno, por muitas das vezes é possível observar o desenvolvimento de nuvens com formato ondulado, também conhecidas como Ondas de Kelvin-Helmholtz (OKM). Conforme apresentado na Figura 5, essas nuvens são criadas a partir de instabilidade associada a cisalhamento direcional vertical acentuado e estratificação térmica. Com uma grande diferença de densidade e com escoamentos de direções contrárias, pequenos vórtices se formam misturando o ar úmido da superfície (que muitas vezes condensam e formam nuvens) com o ar já modificado que retorna para o mar (Miller *et al.*, 2003). Por fim, temos a Camada Limite Interna (CLI) que se forma na interface terra-mar e se estende na direção do escoamento. Maiores detalhes além daqueles já discutidos anteriormente, são apresentados na seção 2.3.

#### 2.1.2. Teorema de Circulação de Bjerknes

Os modelos matemáticos, quando usados em conjunto com observações experimentais, podem atuar como uma importante ferramenta na representação e o entendimento de diversos fenômenos físicos. O teorema de circulação de Bjerknes é um modelo relativamente simples para representar a força do gradiente de pressão (FGP) em mesoescala ao longo de uma região costeira e, assim, reproduzir a Circulação de Brisa Marítima (CBM) em uma atmosfera inicialmente estacionária (Miller *et al.*, 2003). De acordo com Holton (2004), circulação é uma quantidade escalar que representa uma medida macroscópica de rotação sobre uma área finita de um fluido bidimensional. Matematicamente, trata-se de um contorno fechado em um fluido definido por uma integral de linha sobre as componentes da velocidade que são localmente tangenciais ao contorno. Sendo assim, o teorema de circulação de Bjerknes é dado por

$$\frac{DC}{Dt} = - \oint \frac{dP}{\rho} - 2\Omega \frac{DA_e}{Dt} \quad (1)$$

onde  $D/Dt$  é a derivada material,  $C$  é a circulação,  $P$  é a pressão (Pa),  $\rho$  é a densidade ( $\text{kg.m}^{-3}$ ),  $\Omega$  é a velocidade angular da Terra ( $7,292 \times 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$ ) e  $A_e = \langle \sin \phi \rangle A$  é a projeção da área do contorno  $A$  ( $\text{m}^2$ ) no plano equatorial de latitude  $\phi$ . Assim, tem-se a variação temporal da circulação descrita apenas pela variação de densidade do ar em relação a pressão, e o efeito de rotação da Terra.

A representação matemática da CBM tem início na aplicação do teorema de circulação para o fluido atmosférico de movimentos que transitam da micro à meso escala. Logo, aplicamos (1) apenas para a seção vertical de escala local, transversal a linha de costa (conforme Figura 3), e desprezamos o termo referente ao efeito de rotação da Terra. Esse termo, por sua vez, será importante apenas para o ciclo como um todo (mais de 6 horas após o início) produzindo a rotação horizontal da CBM e alterando os limites de penetração da brisa (Simpson, 1996; e Miller *et al.*, 2003).

Sendo assim, considerando o ar como um gás ideal, substituímos  $\rho = P/RT$  em (1), sendo  $T$  a temperatura do ar (K) e  $R$  a constante universal dos gases para o ar seco ( $287 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ). Integrando sobre o contorno da CBM que se inicia na superfície costeira (vide canto inferior direito na Figura 3, posição  $P_0$ ) e considerando que uma integral de linha sobre contornos fechados é zero, teremos

$$\frac{DC}{Dt} = R \ln \left( \frac{P_0}{P_1} \right) (\bar{T}_2 - \bar{T}_1) \quad (2)$$

onde, assim como na Figura 3,  $P_0$  é a pressão atmosférica na superfície costeira (Pa),  $P_1$  é a pressão atmosférica no topo da CBM (Pa),  $\bar{T}$  é a temperatura média (K) na coluna

ascendente sobre a terra ( $\bar{T}_2$ ) e na coluna de ar descendente sobre a água ( $\bar{T}_1$ ). Ainda segundo Holton (2004), para extraímos a velocidade do vento média ( $\bar{U}$ ) na CBM, usamos

$$\bar{U} = \frac{C}{2(h + L)} \quad (3)$$

considerando  $h$  e  $L$  como as extensões vertical e horizontal da CBM, respectivamente. Assim, combinando (2) e (3) teremos a expressão que descreve a variação temporal da velocidade do vento média resultante da CBM (Holton, 2004):

$$\frac{D\bar{U}}{Dt} = \frac{R \ln\left(\frac{P_0}{P_1}\right) (\bar{T}_2 - \bar{T}_1)}{2(h + L)} \quad (4)$$

Como argumenta Miller *et al.* (2003), aplicando valores reais em (4) obteremos velocidades médias muito acima daquelas observadas em superfície na CBM, e o principal motivo desta superestimativa está na formulação inicial do Teorema de Bjerknes que negligencia ou dá menor importância ao atrito. Além disso, definir das dimensões horizontal e vertical da CBM é um fator complicador. Nestas situações, velocidades médias da ordem de 6 ou 7 m.s<sup>-1</sup> são frequentemente observadas em superfície, podendo atingir até 10 m.s<sup>-1</sup> dependendo do gradiente de temperatura terra-mar.

### 2.1.3. Ciclo de vida da Brisa Marítima

Por se tratar de uma circulação termicamente induzida pelo ciclo diário de temperatura do ar, o regime de brisas marítima e terrestre apresenta ciclos de vida com durações semelhantes. A brisa marítima ocorre durante o aquecimento diurno e tem seu ciclo dividido em cinco fases. Cada uma com intervalos e características de escoamento muito bem definidos (Clarke, 1984). São elas: Prévia, Preparatória, Desenvolvimento,

Madura e Dissipação. A nomenclatura das fases apresenta certa divergência nos estudos da literatura, porém os ingredientes necessários para definição de cada etapa se apresentam de forma coerente em todos (Clarke, 1984; Hsu, 1988; Buckley e Kurzeja, 1997; Miller *et al.*, 2003 e Cuxart *et al.*, 2014). A brisa terrestre apresenta uma sequência de estágios similares a marítima, porém, não tão bem definidos devido ao menor gradiente de temperatura terra-mar do período noturno (Haeger-Eugensson e Holmer, 1999).

a) Fase Prévia

O primeiro estágio tem início poucas horas antes do nascer do sol, quando o ar marítimo longe da costa já apresenta condições atmosféricas estáveis, enquanto sua porção costeira ainda se apresenta com condições próximas a neutralidade e ainda está mais quente que o ar estável e estratificado localizado sobre a terra. Segundo Hsu (1988), neste momento a Temperatura da Superfície da Terra (TST) é menor que a Temperatura da Superfície do Mar (TSM), prevalecendo a baroclinia e, em alguns casos, com ventos ainda de direção terra-mar na linha de costa (brisa terrestre em dissipação). Esta condição se mantém até o nascer do sol, quando a FGP desintensifica e destrói a convecção de escala local sobre o mar (Clarke, 1984).

b) Fase Preparatória

Nas primeiras horas após o pôr do sol, a divergência da FGP de direção terra-mar produz calma sobre o mar (vento de intensidade inapreciável) e o aquecimento do ar sobre a terra inverte o sinal do gradiente térmico terra-mar ( $TST > TSM$ ). À medida que a radiação solar aquece a superfície da terra, sua condição atmosférica passa de estável a instável, rompendo a inversão térmica noturna e dando início a fase preparatória da brisa marítima (Cuxart *et al.*, 2014). Neste instante, próximo a interface terra-mar já é possível observar o giro do vento em toda sua extensão, passando das direções terra-mar para mar-



terra e levando o ar marinho para a costa na forma de CGB (Simpson, 1997). Apesar do gradiente de pressão também inverter o sinal nesta região, nas porções continentais mais afastadas (até 20-30 km da linha de costa) o vento ainda permanece com direções de brisa terrestre, mostrando que a convergência de baixos níveis sobre o continente está estabelecida (Hsu, 1988). Essa situação somente se inverte após o desaparecimento da inversão de superfície que, através da geração de turbulência convectiva por aquecimento, leva à construção de uma FGP forte o suficiente para ultrapassar o efeito oposto e retardador da brisa terrestre.

A produção de turbulência por cisalhamento na linha de costa é pequena, mostrando que CGB nesta fase ainda não regula o escoamento nas camadas mais próximas a superfície. Segundo Cuxart *et al.* (2014), não existem sinais claros que isso ocorra, pelo menos, até os primeiros 200 m de altura.

#### c) Fase de Desenvolvimento

Conforme as primeiras horas da manhã passam e o aquecimento por radiação solar intensifica o gradiente de temperatura terra-mar, a CGB toma força e cruza a linha de costa em direção ao continente formando a FBM. Aqui, tem início a fase de desenvolvimento da brisa marítima, caracterizada pela predominância das forças térmicas sobre as mecânicas na produção de turbulência. Na região da FBM, o contraste inicial entre a camada de ar marítimo advectada e aquela existente sobre o continente intensificam o vento, que ultrapassa 3 m/s e se alinha perpendicularmente à linha de costa tanto no litoral, quanto no interior, fazendo com que o aumento de temperatura sobre o continente cesse e o gradiente terra-mar atinja seu máximo (TST » TSM), assim como a turbulência (Cuxart *et al.*, 2014).

Logo após o meio dia solar, a insolação começa a decair juntamente com a velocidade do vento na FBM, permitindo a progressão da brisa marítima para o interior do continente (Clarke, 1984; Buckley e Kurzeja, 1997; Miller *et al.*, 2003). A chegada do ar marítimo nessa região é bem marcada pela queda de temperatura que facilmente ultrapassa 3°C; pela umidade relativa que reduz (~10%) pouco antes da chegada da FBM e após, normalmente, aumenta o dobro (~20%); e, por fim, o sinal mais pronunciado é observado na direção do vento que apresenta um giro de 180°, mudando de brisa terrestre para marítima e indicando a expansão da CBM (Hsu, 1988). A estratificação da camada de ar próxima a superfície faz com que a produção de turbulência por cisalhamento se torne maior do que a produção térmica na linha de costa. Isso, somado com todos os elementos básicos da brisa já desenvolvidos, indica que o CBM está pronto para seu principal estágio.

d) Fase Madura

Com o decaimento da insolação, quebra do aumento de temperatura até o interior do continente e a zona de convergência local com velocidades verticais significantes, têm início a fase madura da brisa marítima. Com todos os mecanismos estabelecidos, o vento tende a um regime estacionário, principalmente próximo à costa. Da mesma forma, a turbulência e o gradiente de temperatura terra-mar (TST-TSM) também se mantem constantes durante essa etapa, resultando em uma lenta diminuição de temperatura. Esse comportamento pode ser observado em diversos estudos tanto no monitoramento quanto através de simulações numéricas (por exemplo: Miller *et al.*, 2003; Crosman e Horel, 2010; Robinson *et al.*, 2013; Cuxart *et al.*, 2014).

Na região de convergência local da CBM são observados Lapse-rate superadiabáticos ( $\geq 10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ) próximos a superfície que, juntamente com a umidade

advectada pela brisa, favorecem formação de nuvens *cumulus* e chuvas intensas isoladas no fim da tarde à 30-40 km da costa. A linha de convergência está totalmente desenvolvida neste momento com orientação aproximadamente paralela ao litoral. No outro lado da CBM, isto é, na região de divergência em superfície sobre o mar, o ar relativamente seco do fluxo de retorno da brisa marítima induzem a subsidência perto da área costeira (Hsu, 1988). Analisando verticalmente a CBM, observa-se próximo a superfície (abaixo de 200 m) a FGP sendo compensada pela turbulência sobre a terra e advecção do ar marinho. Acima dessa altura até 1000 m, a FGP tem sinal oposto, sendo negativo sobre o mar e positivo sobre a terra. Como consequência, os respectivos termos compensação por advecção também são opostos, indicando uma zona de convergência acima de 200 m sobre o litoral e uma separação efetiva entre as camadas do limite marinha e terrestre (Cuxart *et al.*, 2014).

Esta configuração se mantém até o fim da tarde. A medida que nos aproximamos do pôr do sol, o aquecimento por radiação solar a zero, o gradiente térmico terra-mar que impulsiona o CBM desaparece, a magnitude do vetor FGP em direção ao continente também cai para zero, e a fonte de umidade da FBM é cortada na costa permanecendo apenas nas regiões mais interiores do continente (Clarke, 1984).

e) Fase de Dissipação

Após o pôr do sol, a terra como um todo ainda está mais aquecida que o mar ao seu redor. No entanto, sem o mesmo suporte baroclínico de 3 horas atrás. Resultando em um escoamento residual de baixa intensidade de brisa marítima na superfície e seu respectivo fluxo de retorno nos níveis superiores (Hsu, 1988). Logo, tanto o vento quanto a temperatura e a turbulência decaem significativamente em função do equilíbrio das propriedades terra-mar resultado da atuação efetiva da brisa marítima em seu estágio

anterior (maduro). Neste momento, inicia-se a fase de dissipação marcada pela ausência de ventos (calmaria) sobre a costa, pouca produção de turbulência seja ela térmica ou mecânica, e o gradiente térmico terra-mar (TST-TSM) desaparecendo e invertendo de sinal no fim da noite (Cuxart *et al.*, 2014).

A FGP se mantém positiva ainda com direção mar-terra, porém fraca. Essa condição perdura até que a FGP inverta o sinal e consiga superar a turbulência e o escoamento remanescente da brisa marítima. Este momento marca o início do ciclo da brisa terrestre, que pode iniciar antes ou depois da meia noite, dependendo de como a FGP irá interagir com outros fenômenos típicos do período noturno, como os jatos de baixos níveis e outras ondas de gravidade (Clarke, 1984; Buckley e Kurzeja, 1997; Miller *et al.*, 2003).

Como argumenta Cuxart *et al.* (2014), todas as características de cada uma das cinco fases da brisa marítima/terrestre são bem estabelecidas em teoria e comprovadas em diversos estudos. No entanto, o reconhecimento de todas estas características nas mais amplas e variadas situações reais nem sempre são viáveis, pois cada região costeira possui uma forma particular, uma topografia específica e um escoamento respondendo às forçantes sinóticas de forma única. Além das próprias características do corpo d'água, que pode ser oceano, um mar de pouca circulação, uma baía, um lago, etc., bem como suas propriedades como salinidade e a temperatura. Assim, a definição das etapas da brisa deve ser feita avaliando com bom senso o registro das principais características e a sequência de acontecimentos.

#### 2.1.4. Outros fatores relevantes

Por ser um fenômeno que transita entre as escalas local e meso, o regime de brisas marítima e terrestre atua como um escoamento atmosférico sinérgico entre as características geográficas da linha de costa e sua interação com os eventos de maior escala. Como argumenta Simpson (1994), os principais fatores dessa sinergia são: (1) variação diurna da temperatura da superfície, (2) difusão de calor, (3) estabilidade estática, (4) força de Coriolis, (5) difusão de momento, (6) topografia e (7) vento sinótico. Os dois primeiros são ditos essenciais para ocorrência da brisa marítima, e o terceiro regula o quão efetiva será sua penetrabilidade na linha de costa. Conforme comentado anteriormente, a força de Coriolis só é importante a longo prazo e atua na rotação horizontal da CBM. A difusão de momento é fundamental na produção do perfil vertical de vento observado próximo a superfície, pois regula a interação do escoamento com a superfície e evita as altas velocidades previstas no Teorema de Circulação de Bjerkness (descrito na Seção 2.1.2).

Os dois últimos fatores são os principais responsáveis pela caracterização local da brisa e o que as tornam únicas em qualquer lugar do mundo. Da topografia extrairemos o tamanho, a forma e os detalhes da linha de costa que definirão as direções predominantes de vento, quão abrupta será a mudança de rugosidade do escoamento inicial, e até que ponto a brisa conseguirá penetrar costa adentro e formar a zona de convergência local da CBM. E, por fim, o vento sinótico que responderá às interações da brisa local com o escoamento na sua vizinhança.

De acordo com Melas *et al.* (2000) regiões de terrenos complexos, com ou sem interação com escoamento sinótico, podem produzir diversos SBM separados ao longo de diferentes porções da linha de costa. De modo geral, estes SBM não necessariamente

ocorrem simultaneamente e, muito menos, com a mesma intensidade. A topografia no interior da costa pode canalizar o escoamento em superfície e criar áreas de convecção forçada que, muitas das vezes, atuam como regiões de interseção entre diferentes SBM.

Outro fator relevante é a presença de outros corpos d'água próximos a interface terra-mar. Quando seu tamanho é considerado pequeno perante ao escoamento da brisa, (e.g. pequenos lagos, lagoas, canais, foz de rios, mangue e outros estuários) atuaram na mudança da direção do eixo predominante do regime de brisas marítima e terrestre, podendo alterar o balanço térmico terra-mar que induz o escoamento e, inclusive posicionar a zona de convergência local da CBM assimetricamente em relação à linha de costa (Miller *et al.*, 2003).

A medida que corpo d'água apresenta dimensões suficientemente grandes frente ao escoamento das brisas, ele próprio também cria seu gradiente de temperatura 'terra-mar' e, conseqüentemente, seu próprio regime de brisa. São exemplos encontrados na literatura: Brisa de Baía (Banta *et al.*, 1993; Loughner *et al.*, 2011; Stauffer e Thompson, 2015), Brisa de Lago (Harris e Kotamarthi, 2005; Zumpfe e Horel, 2007; Gerken *et al.*, 2014), Brisa de Rio (Zhong *et al.*, 1991; de Oliveira e Fitzjarrald, 1993; Silva Dias *et al.*, 2004) e, até mesmo, Brisa de Represa (Stivari *et al.*, 2003).

Quando dois corpos d'água suficientemente grandes são próximos e/ou separados por uma estreita faixa de terra, os dois SBM interagem de modo a criar uma zona de convergência local alimentada por ambos na região central da faixa de terra que os separam. Segundo Xian e Pielke (1991), faixas com larguras inferiores à 100 km são insuficientes para o desenvolvimento de profundas e bem organizadas circulações de mesoescala, pois ambos SBM são fracos e possuem pequenos gradientes de temperatura. Por outro lado, faixas superiores à 150 km são consideradas demasiadamente distantes

para a convergência dos SBM, ocorrendo apenas em situações bem particulares. Quando a largura da faixa de terra encontra-se no intervalo entre 100 e 150 km, as forças térmicas que induzem os escoamentos de ambos os SBM convergem favorecendo a convecção profunda e, conseqüentemente, a formação de cumuliformes com grandes acumulados de precipitação.

## 2.2. Camada Limite Heterogênea

A análise de um escoamento deve contemplar todos os possíveis fenômenos aos quais influenciam o movimento de um fluido. O transporte de massa, calor e/ou quantidade de movimento sobre diferentes tipos de superfície faz com que a parcela advectada seja constantemente exposta às condições e características da superfície. A simples presença de uma parcela de ar com diferentes propriedades em relação à região em que ela se encontra promove a interação desta com as demais parcelas que ali existem até que suas características entrem em equilíbrio a ponto de todas as parcelas apresentarem o mesmo perfil. Neste momento, diz-se que o escoamento entrou em equilíbrio e que o fluido apresenta as mesmas propriedades em todas as suas partes. No entanto, nem sempre esta mistura acontece de forma instantânea, e num mesmo ponto do escoamento é possível encontrar diferentes parcelas em diferentes alturas do fluido em questão.

Se considerarmos uma parcela de água em um fluido se deslocando de uma superfície mais fria para outra mais quente, por exemplo. Num primeiro momento, será observada a formação de uma camada a partir da interface das diferentes superfícies, onde a parcela de água sobre superfície mais quente manterá suas características mesmo na presença de outra parcela de água mais fria sobre a região, formando assim a camada

limite. Na atmosfera não é diferente. Por exemplo, se consideramos o regime de brisas marítima/terrestre em uma região onde a área continental é delimitada por uma linha de costa com o oceano. Dependendo das características da região costeira, da diferença de temperatura terra/mar e da intensidade dos ventos durante a brisa, uma camada limite semelhante a citada anteriormente pode ser formada em função da mudança das características entre a superfície do mar e da terra. Esta camada é conhecida como Camada Limite Interna (CLI) por já estar inserida em uma outra camada que responde a interação da superfície com a atmosfera, a CLA. De acordo com Garratt (1990), estudos utilizando modelos de mesoescala com parametrizações apropriadas para CLA indicaram a coexistência dos fenômenos de brisas marítima/terrestre e CLI.

Segundo Garratt (1990), a formação de CLI está associada com a advecção horizontal de uma massa de ar sobre uma descontinuidade de alguma propriedade da superfície. Diversos estudos normalmente especificam esta forçante superficial como uma mudança abrupta na altura de rugosidade ( $z_0$ ), temperatura, umidade, ou nos fluxos superficiais de calor ou umidade (Elliott, 1958; Panofsky e Townsend, 1964; Lyons, 1975; SethuRaman e Raynor, 1980). Para Stunder e Sethuraman (1985), as CLI's se desenvolvem próximas às linhas de costa devido às diferenças entre as propriedades físicas da terra e da água. A forçante mecânica que produz a CLI provém da mudança de tensão de cisalhamento encontrada na linha de costa resultado da abrupta descontinuidade na rugosidade.



### 2.3. Estrutura e Dinâmica da CLI

A porção de ar frio advectada sobre a superfície quente da CLI mantém sua estrutura horizontal e vertical de temperatura, vento e demais características até que sua turbulência entre em equilíbrio com aquela gerada no interior da CLI. Essa turbulência remanescente é chamada de *turbulência fóssil* (Gibson, 1999) e sua duração coincide com a duração da atuação da CLI já que, quando não observadas diferenças entre as massas de ar da superfície e advectada, temos a dissipação da CLI. De acordo com Nieuwstadt e Brost (1986), as CLI's se formam por um período muito curto (na ordem de minutos) e podem perdurar por até uma hora dependendo da intensidade dos turbilhões convectivos na superfície. A região de influência da CLI, por sua vez, pode se estender por distâncias horizontais significativas, da ordem de dezenas de metros a centenas de quilômetros (Peterson, 1969; Källstrand *et al.*, 2000; Mahrt e Vickers, 2005). A altura pode apresentar um crescimento a uma taxa de 1 para 10 em relação a distância à que o escoamento adentra a superfície rugosa (Elliott, 1958; Onishi, 1968; e Peterson, 1969), e esta altura é geralmente dominada pelas forçantes térmicas na superfície (Raynor *et al.*, 1979).

A detecção da formação de CLI e, conseqüentemente, da altura da CLI ( $h$ ) pode ser feita de diversas maneiras. No entanto, a grande maioria utiliza os perfis verticais de velocidade tentando identificar pequenas variações ("torções") ou descontinuidades em  $\partial u / \partial z$  (Panofsky e Townsend, 1964). Como isso nem sempre é bem demarcado e/ou possível identificar, Rao *et al.* (1974) propõe por analogia ao problema da placa plana da mecânica dos fluidos (Schlichting, 1979) que  $h$  é a altura onde a velocidade é proporcional a 99% da velocidade encontrada na CLA. Na Figura 6 são exemplificados os perfis verticais de velocidade do vento (a) e temperatura (b-c), onde é possível

visualizar a formação da CLI em um escoamento do tipo brisa marítima e como sua altura pode ser identificada através destes perfis.

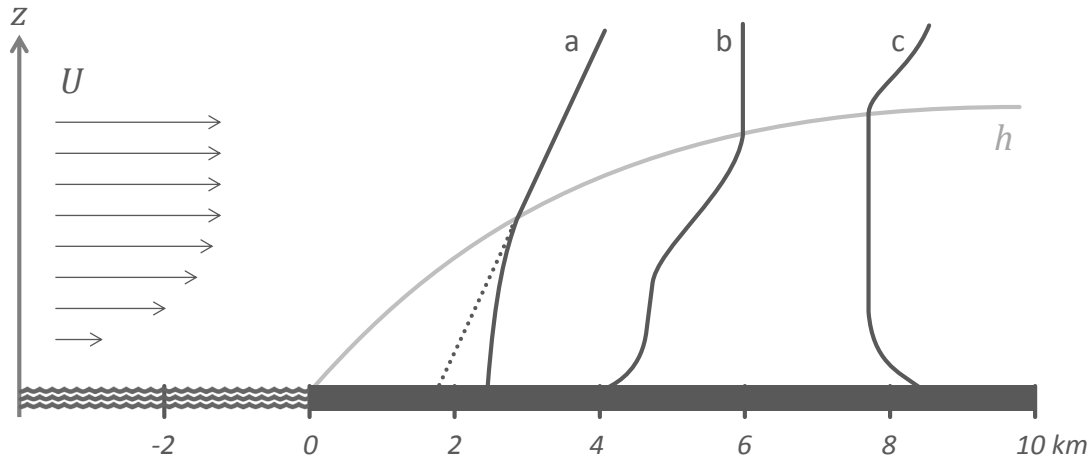


Figura 6 - Identificação da formação de CLI e CLIT através do perfil vertical de velocidade (a), e dos perfis verticais de temperatura em situações estáveis (b) e instáveis (c).

Diferentemente da altura da CLI, a definição da altura da Camada Limite Interna Térmica (CLIT) é menos ambígua. Nos casos convectivos sobre regiões costeiras, seu topo é fortemente demarcado por uma descontinuidade em  $\partial\theta/\partial z$  (Raynor *et al.*, 1975), coincidindo com um mínimo no perfil da Energia Cinética Turbulenta (*TKE*, do inglês *Turbulent Kinetic Energy*). Formalmente, por definição, a CLIT é considerada uma formação particular de CLI resultante da variação espacial dos fluxos turbulentos de calor sensível em superfície (Pielke, 1984). Para os casos estáveis, os perfis de temperatura e umidade também demarcam o topo da CLIT, porém, de forma mais amena e com menores gradientes. Assim, recomenda-se verificar a altura onde ocorre o mínimo da TKE que se apresenta de modo mais explícito (Garratt, 1990).

Em condições convectivas, a formação da CLI devido à diferença de temperatura entre superfícies de terra e água (CLIT) surge como resultado da advecção de uma massa de ar (estável) vinda do mar que não se mistura imediatamente com os elementos da massa de ar (instável) sobre a porção continental. As diferenças entre as características da massa

de ar sobre o continente e da massa de ar advectada do mar resultam em uma descontinuidade no perfil vertical de temperatura que, por sua vez, atua na geração de turbulência e no transporte vertical de calor da superfície para a massa de ar adjacente até que o equilíbrio entre as massas seja ajustado (Stunder e Sethuraman, 1985).

Existem duas formas de classificar a CLIT, e estas se diferem pela estabilidade da atmosfera encontrada sobre o corpo d'água. A primeira, e mais comum, é definida nas situações em que o perfil de temperatura se apresenta como estável desde a superfície. A segunda é definida quando um perfil uniforme é encontrado próximo a esta superfície, seguido do perfil estável. De acordo com Raynor *et al.* (1979), CLIT definidas apenas pelas condições estáveis (primeira) costumam apresentar variações de altura à medida que cruzam a linha de costa 40% maiores do que aquelas definidas pelas condições de neutralidade na superfície (segunda). Isto é, o crescimento da CLIT na direção do escoamento é maior e melhor demarcado quando a superfície de água apresenta condições de estabilidade.

A estrutura da CLIT em termos de sua altura e perfis de vento e temperatura é governada pelos fenômenos de mesoescala (brisas marítima/terrestre e demais regimes de escoamento gradiente) tanto adentrando a linha de costa, quanto em direção ao mar (Pielke, 1984; Stunder e Sethuraman, 1985; Hsu, 1988; Garratt, 1990; Miller *et al.*, 2003). No caso da formação de CLIT sobre o continente (brisa marítima), seu alcance pode se estender por alguns quilômetros dependendo da intensidade do escoamento e da descontinuidade de temperatura. Já no caso da CLIT sobre o mar, sua formação só é possível se existir gradiente térmico grande o suficiente para diferir a massa de ar da superfície e a massa de ar advectada do continente (Hsu, 1988). Apesar de sua importância nos modelos de dispersão *off-shore*, normalmente a brisa terrestre é menos intensa que a marítima e, por isso, não é comum se observar CLIT nestas condições.

## 3. Revisão Bibliográfica

### 3.1. CLI

Os primeiros estudos sobre Camada Limite Interna (CLI) tiveram origem no fim da década de 50, e estavam muito focados nos problemas de escoamento sobre superfícies com variações na rugosidade em condições neutras. Todos estes, sem exceções, envolveram escoamentos confinados em uma camada interna e tinham como principal objetivo determinar o perfil de velocidade e a profundidade desta camada, seja na região de parede em estudos de laboratório, seja na camada superficial em estudos atmosféricos. De meados da década de 70 até os dias atuais, os estudos passaram a se concentrar nos efeitos dos escoamentos locais de micro e mesoescala, e seus efeitos no fluxo de calor e estratificação térmica para o desenvolvimento da chamada Camada Limite Interna Térmica (CLIT). O tópico principal destes estudos relaciona a formação e crescimento da CLIT em áreas costeiras com os problemas de poluição do ar devido ao grande número de distritos industriais instalados em regiões deste tipo.

Para que seja possível uma ampla compreensão de como são feitos os estudos de modelagem na CLI faz-se necessário introduzir os conceitos de dois parâmetros utilizados que vão além daqueles presentes nos estudos de camada limite superficial e camada limite atmosférica.

### 3.1.1. Altura da CLI ( $h$ )

Representa a extensão vertical onde as propriedades da superfície são preservadas sem influência da massa de ar advectada sobre a CLI. Atua como um delimitador da camada limite e é demarcado pela, principalmente, pelas discontinuidades encontradas nos primeiros metros dos perfis verticais de velocidade e temperatura. Costuma ter início ( $h = 0$ ) na interface entre as propriedades (rugosidade, temperatura, umidade, etc.) e se estende na direção do escoamento até que as diferenças entre a massa de ar advectada e a massa de ar da superfície atinjam o equilíbrio. Os valores máximos de variam, em média, entre 50 a 500 m, podendo superar estes valores em condições extremas.

Diversas estratégias e abordagens para determinação da altura da CLI são apresentadas na literatura. Entretanto, todas concordam e/ou tem base na primeira proposta feita por Van der Hoven (1967) e apresentada em (5), que acreditava em uma forma parabólica para o crescimento da CLI que esta considera: distância ( $x$ ) em relação a interface (posição em relação a linha de costa que limita as superfícies de terra e mar, por exemplo), o diferença vertical de temperatura ( $\Delta\theta$ ) sobre a superfície de origem do escoamento (sobre o mar, no exemplo da linha de costa), e a velocidade média ( $U$ ) do escoamento também sobre a origem.

$$h = 8,8 \left( \frac{x}{U \Delta\theta} \right)^{1/2} \quad (5)$$

Esta relação foi empiricamente derivada através do ajuste de curva obtida experimentalmente e não possui coerência dimensional. Como pode-se observar, espera-se a altura da CLI expressa em metros, e (5) apresenta sua solução em m. s/°C. Buscando adicionar mais informações físicas a (6), Plate (1967) propôs uma formulação que têm base no balanço de fluxo de calor entre o topo da CLI e a superfície, e que considera o

fluxo no interior da CLI é constante, ou seja,  $(\overline{w'\theta'})_h = (\overline{w'\theta'})_0$ . Como o Fluxo de Calor Sensível na superfície ( $H_0$ ) é conhecido, os desdobramentos desta solução foram feitos para o topo da CLI. Onde se assume que a variação da altura da CLI é proporcional à variação de temperatura, resultando em

$$h = \left( \frac{4 H_0 x}{\rho c_p \beta U} \right)^{1/2} \quad (6)$$

sendo  $\beta$  a diferença vertical de temperatura potencial sobre o mar,  $\rho$  a densidade do ar, e  $c_p$  o calor específico à pressão constante. Note que a formulação de Plate (1967) para altura da CLI, além de trazer o conceito físico dos fluxos de calor na camada, apresenta o resultado de (7) expresso em metros, mostrando a consistência dimensional da solução. Peters (1975), por sua vez, adaptou a formulação de Plate (1967) para tirar sua dependência da diferença vertical de temperatura potencial. Segundo o autor,  $\beta$  traria grandes problemas para a formulação por sua dificuldade de medição no mar e por não considerar a temperatura do ar sobre a superfície de maior rugosidade (terra). Assim, a formulação é reescrita em termos da diferença de temperatura horizontal terra/mar:

$$h = \frac{2 H_0 x}{\rho c_p U (T_T - T_M)} \quad (7)$$

onde  $T_T$  é a temperatura medida sobre a terra e  $T_M$  é a temperatura medida sobre o mar. O maior problema para Peters (1975) foi não conseguir obter um expressão parabólica para sem considerar  $\beta$ . Como isso, sua expressão escrita de forma linear apresentou valores irrealis quando avaliado para regiões muito distantes da linha de costa.

Em um estudo reavaliando a aplicação das formulações (6) e (7) para estimativa da altura da CLI, Weisman (1976) mostrou que (6) apresentou melhores resultados para o

crescimento da CLI em função da distância, principalmente no que diz respeito à forma parabólica do problema. No entanto, os valores calculados sempre superestimaram os valores medidos, sugerindo uma adaptação alterando a constante de 4 para 2:

$$h = \left( \frac{2 H_0 x}{\rho c_p \beta U} \right)^{1/2} \quad (8)$$

Apesar do seu embasamento empírico experimental, esta mudança promoveu uma melhora bastante significativa nos resultados que utilizaram (8), a ponto de esta formulação figurar como uma das melhores estimativas para  $h$  (Garratt, 1990), inclusive quando testada para diversas condições de estabilidade e comparada com diversas outras parametrizações (Stunder e Sethuraman, 1985).

Outro modelo para  $h$  que merece destaque é o apresentado por Raynor *et al.* (1975) que, além de agregar as variações verticais e horizontais de temperatura discutidas anteriormente, traz também uma informação sobre a rugosidade e sua relação com a produção de turbulência. Sua construção tem base empírica, porém houve uma preocupação em julgar e considerar os fenômenos importantes para o desenvolvimento da CLI, sem descartar a dimensão (metros) e a forma parabólica do problema. Logo,

$$h = \frac{u_*}{U} \left( \frac{x |T_T - T_M|}{|\gamma|} \right)^{1/2} \quad (9)$$

onde  $u_*$  é a velocidade de fricção e  $\gamma$  é o gradiente vertical de temperatura, também conhecido como Lapse-rate. Os modelos avaliados utilizando (9) apresentaram boa correlação com dados observados. No entanto, foi observada uma alta dependência da diferença horizontal de temperatura terra/mar e uma limitação para situações de neutralidade sobre o mar ( $\gamma \rightarrow 0$ ).

Apesar dos modelos apresentados estimarem a altura da CLI com resultados bastante satisfatórios, até então, nenhum destes modelos apresentaram uma solução que permita estimar a evolução de  $h$  variando no tempo e no espaço. Sendo assim, Gryning e Batchvarova (1996) propuseram que esta versão transiente e em três dimensões para estimativa da altura da CLI tivesse origem no modelo de altura da CLA de Tennekes (1973) com extensão para condições atmosféricas instáveis e próximas à neutralidade como sugerido por Gryning e Batchvarova (1990). Para isso, foi proposto introduzir a expansão da derivada material (10) na formulação do modelo de origem (11),

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \quad (10)$$

mais especificamente, no termo da variação temporal de  $h$ ,

$$\left( \frac{h^2}{(1 + 2A)h - 2B\kappa L} + \frac{Cu_*^2 T}{\gamma g(1 + A)h - B\kappa L} \right) \frac{dh}{dt} = \frac{(\overline{w'\theta'})_0}{\gamma} \quad (11)$$

onde  $u$  e  $v$  são as componentes de velocidade zonal e meridional do vento, respectivamente;  $\kappa$  é a constante de Von Karman;  $L$  é o comprimento de Monin-Obukhov;  $g$  é a aceleração gravitacional;  $T$  é a temperatura do ar sobre o continente e,  $A = 0,2$ ,  $B = 5$  e  $C = 8$  são constantes parametrizadas (Gryning e Batchvarova, 1996). Neste modelo, o maior problema está na obtenção do gradiente vertical de temperatura ( $\gamma$ ) que deve ser calculado a partir do primeiro nível sobre a CLI.

A solução de (11) foi obtida numericamente utilizando o esquema diferencial explícito de Lax-Wendroff (van Dop *et al.*, 1982) para um domínio de 20x40 km<sup>2</sup> com 500 m de resolução espacial e 60 segundos de resolução temporal. Sua validação foi feita utilizando dados do experimento de Nanticoke (Portelli, 1982), realizado na costa Canadense no ano de 1978 em uma região com terreno levemente ondulado basicamente



ocupado por atividades rurais. Apesar do seu caráter tridimensional, apenas dois tipos de uso do solo foram considerados (terra e mar) e a direção do vento medida em um único ponto foi utilizada para todo domínio na condição inicial. Em seus resultados foi possível observar uma boa correlação entre as alturas da CLI observadas e estimadas, inclusive respondendo as variações da direção do vento e da irregularidade da linha de costa e seus respectivos efeitos nas alturas e alcances da CLI.

### 3.1.2. Alcance da CLI (Fetch)

Considerando a atuação do fenômeno de brisa marítima, onde se observa a formação de CLI na interface terra/mar se estendendo por quilômetros em direção ao interior do continente, entende-se como Alcance (do inglês, *fetch*) toda esta extensão horizontal da camada limite interna. À medida que a massa de ar advectada do mar adentra o continente, ocorre uma interação com a massa de ar da CLI até que o equilíbrio entre elas seja alcançado e nenhuma diferença entre as massas seja percebida. A distância onde este equilíbrio é observado é conhecida como Alcance da CLI. Em regiões costeiras sob condições de ventos fracos, os fluxos turbulentos tendem a dominar o escoamento, fazendo com que a CLA apresente equilíbrio local por alguns quilômetros da linha de costa. Sob condições de ventos fortes ( $> 8$  m/s), o alcance da CLI (*fetch*) tende a superar 10 km (Melas, 1993).

Para definirmos o Alcance da CLI, o equilíbrio entre as massas de ar deve ser observado em todas as suas características (temperatura, umidade, etc.). No entanto, Philip (1959) propôs com base na advecção local (12) que este equilíbrio pode ser definido pelo campo de concentração. Isto é,

$$u \frac{\partial C}{\partial x} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( -K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (12)$$

onde  $C$  é a concentração de um determinado poluente e  $K_z$  é a difusividade turbulenta. Se tomarmos o fluxo vertical de concentração

$$F = -K_z \frac{\partial C}{\partial z}, \quad (13)$$

teremos o Alcance da CLI definido pela posição onde a concentração da superfície estiver em equilíbrio com a concentração acima da altura da CLI. Ou seja,

$$\frac{\partial F}{\partial z} = 0 \quad (14)$$

Definindo  $F_0$  como o fluxo vertical de concentração em regiões muito afastadas da linha de costa (representativo da CLA), podemos concluir que a posição onde  $F = F_0$  também define se a superfície está ou não sobre influência da CLI. A aplicação prática desta teoria foi feita e discutida em Dyer (1963), que considerou o problema de advecção de uma massa de ar seca em um regime não evaporativo sobre uma superfície com evaporação constante. Neste caso, a concentração foi definida como vapor d'água e a mudança de superfície foi apresentada em três diferentes alturas (1, 5 e 20 m) e em termos da razão  $F/F_0$  que tem seus valores variando de 0 à 1, que representa o equilíbrio entre as massas de ar.

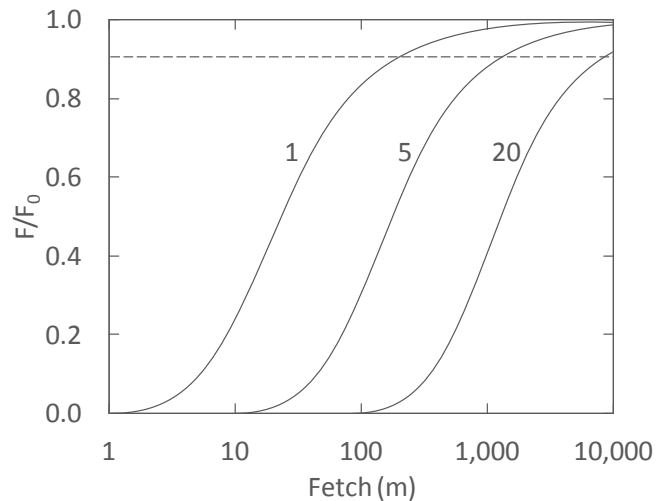


Figura 7 - Taxa de fluxo vertical de concentração ( $F/F_0$ ) em função do Alcance da CLI (fetch, em metros) e da altura de medição (m). Fonte: Dyer (1963).

Seu principal resultado é apresentado na Figura 7, onde podemos observar que nas medidas à 1 m o fluxo vertical de concentração ( $F$ ) é igual ao das regiões distantes da costa ( $F_0$ ) logo após os primeiros 1.000 m. Na curva das medidas à 5 m esta igualdade só é observada próximo aos 10 km indicando que a interação com a massa de ar advectada têm início na superfície. Note também a existência de uma linha pontilhada demarcando a razão de 90% correspondente a um ajuste referente à camada de equilíbrio no interior da CLI.

### 3.2. Monitoramento Atmosférico na CLA

O monitoramento contínuo dos parâmetros meteorológicos e micrometeorológicos é fundamental para determinar as forçantes que dominam o escoamento terra-mar em qualquer região costeira. Em análises deste tipo, as previsões do tempo tradicionais não se apresentam de forma suficiente por passar uma informação limitada do problema, e as técnicas de medição *in situ* que completariam tal informação são consideradas demasiadamente caras, apesar de fornecerem de maneira precisa e direta os parâmetros de estabilidade. Desta forma, diversas técnicas de sensoriamento remoto têm sido

empregadas na tentativa de obter as informações de meso e micro escalas. Dentre estas técnicas, os sensores de sondagem acústica têm se apresentado de modo relativamente simples, barato e eficiente para medições remotas semiquantitativas da baixa atmosfera (Little, 1969; Brown e Hall, 1978). As sondagens acústicas feitas com instrumentação SODAR (sigla em inglês para *SONic Detection And Ranging*) são sistemas que radiam pequenos pulsos acústicos da superfície para atmosfera, que por sua vez, provoca o espalhamento desta energia nas inhomogeneidades de temperatura, umidade e velocidade do vento de seus turbilhões. Este espalhamento é recebido pelo sistema em forma de ondas sonoras e processado para extrair as informações da estrutura térmica e da velocidade do vento em diferentes níveis da baixa atmosfera (Gera e Singal, 1990).

### 3.2.1. Aplicabilidade e incertezas

Nos dias de hoje, métodos remotos que utilizam sistemas de radiossondagens acústicas são considerados os mais desenvolvidos para determinação dos fluxos na atmosfera. Estes métodos apresentaram bons resultados em diversos estudos quando comparados a outros métodos de medição como torres micrometeorológicas e sondagens de avião, porém com maior viabilidade prática (Engelbart, 1998). Medições que utilizam SODAR Doppler são particularmente efetivas quando sua aplicação requer médias em um volume. Para determinadas situações como terreno complexo e/ou variações nas características físicas da superfície, as estimativas dos parâmetros de CLA podem ser mais representativa via SODAR do que medidas diretas desde que sejam aplicadas em um volume, que é menos sensível as condições locais (Melas, 1993). Por estes parâmetros atmosféricos serem promediados no volume, espera-se que estas medidas sejam mais representativas da região (Venkatesan *et al.*, 1995).

A maior desvantagem do uso de sondagens acústicas está na limitação da altura máxima de medida (normalmente na escala de poucas centenas de metros) que fica muito abaixo das alturas típicas de CLA durante o período diurno (Melas, 1993). A estrutura térmica da CLA obtida via SODAR é capaz de fornecer com uma acurácia de  $\pm 10\%$  uma estimativa para altura da CLA ( $z_i$ ) desde que esta se encontre dentro dos níveis de leitura da sondagem (Schwiesow, 1986).

Correspondendo ao seu devido alcance e resolução vertical, o SODAR tem sua principal aplicação voltada para o estudo das estruturas internas da camada limite atmosférica sob condições estáveis e sob o regime de transição estável para instável. Em seu início, a utilização do SODAR para estes fins também tinha como objetivo medir a Altura da CLA. Entretanto, suas limitações de alcance fizeram com que parametrizações específicas fossem desenvolvidas para suprir esta deficiência e fornecer  $z_i$  para os modelos numéricos (Engelbart e Bange, 2002). Um método comumente aplicado para atmosferas estáveis (estratificadas, noturnas, etc.) utilizando perfiladores é a determinação da altura da CLA através do perfil vertical do número de Richardson Bulk ( $R_{iB}$ ). Segundo Vogelezang e Holtslag (1996), esta metodologia é robusta e bastante precisa por não considerar apenas o critério do perfil de temperatura, e por utilizar medidas altamente adequadas para construção dos perfis verticais de vento e temperatura.

Perfis verticais de velocidade e direção do vento possuem uma importância particular para problemas de dispersão de poluentes atmosféricos. Entretanto, estes dados podem estar contaminados com erros e, por isso, devem ser interpretados com cuidado (Neff e Coulter, 1986). As medidas com SODAR das componentes horizontais do vento são muito bem relacionadas com a instrumentação *in situ* quando a velocidade do vento é inferior a um determinado valor (tipicamente entre 10 e 12 m/s no nível de 50 m). Acima

deste valor, as sondagens acústicas tendem a subestimar a velocidade do vento. A acurácia das componentes horizontais fica em torno de  $\pm 10\%$  e as incertezas da componente vertical é próxima à 0,2 m/s, dependendo da mediação temporal e das condições atmosféricas (Neff e Coulter, 1986). Além de fornecer as componentes tridimensionais do campo de vento, o SODAR também é capaz de fornecer suas variações/flutuações. Destas variações é possível calcular outros parâmetros da CLA como a velocidade de fricção ( $u_*$ ) e os fluxos horizontais e verticais de momentum ( $\overline{u'v'}$ ,  $\overline{u'w'}$  e  $\overline{v'w'}$ ). Além disso, como mostrado por (Shurygin *et al.*, 2000), este instrumento baseado em sondagens acústicas também apresenta grande capacidade de medir a média da *TKE* com boa acurácia.

Uma evolução mais recente dos perfiladores atmosféricos está na representação da estrutura térmica da CLA. Isso se torna possível devido ao acoplamento do SODAR com o perfilador RASS (*Radio Acoustic Sounding System*), formando um sistema composto capaz de medir as variações e inhomogeneidades no campo de temperatura. Com um sistema parecido com SODAR, o RASS emite pulsos eletromagnéticos que, por sua vez, são refletidos pelos pulsos acústicos emitidos pelo SODAR. O simples fato de fornecer as medidas verticais de temperatura e suas respectivas flutuações possibilita a estimativa de diversos outros importantes parâmetros da CLA como o comprimento de Monin-Obukhov ( $L$ ), o fluxo de calor sensível ( $H$ ) e, inclusive, a altura da CLA ( $z_i$ ).

De acordo com Gentau *et al.* (1991), as estimativas para intensidade vertical da turbulência via SODAR/RASS possuem melhor acurácia na representação da atmosfera em condições de inversão do que em condições convectivas. A estimativa de  $H$  pode apresentar dificuldades quando a altura da CLA não é encontrada. Normalmente, durante o início da manhã e o fim da tarde, é quando o SODAR consegue detectar  $z_i$  e assim,

obter uma boa estimativa para o  $H$ . Entretanto, nos horários com maior incidência de radiação solar, dificilmente as medições do SODAR alcançam  $z_i$  e os valores de  $H$  costumam apresentar um grande espalhamento (Venkatesan *et al.*, 1995).

### 3.2.2. Estudos Observacionais

Em um dos primeiros trabalhos utilizando instrumentação SODAR, Gera e Singal (1990) realizaram um estudo avaliando o uso de sondagens acústicas para estimativa dos parâmetros de estabilidade usados nos modelos de dispersão de poluentes atmosféricos. Para isso, a altura da CLA foi relacionada com o número de Richardson ( $R_i$ ) na tentativa de quantificar a turbulência e determinar o coeficiente de dispersão lateral  $\sigma_y$  para diferentes classes de estabilidade. Sob condições estáveis, foi observado que com crescimento da altura da camada (estimada através das variáveis medidas nas sondagens acústicas) o  $\sigma_y$  tende a aumentar nos casos com classe de estabilidade  $F$  (moderadamente estável) e diminuir nos casos de classe  $E$  (levemente estável). Além disso, avaliando o perfil vertical de  $R_i$  foi observado que o valor máximo acontece nos primeiros 100 m seguidos de uma queda abrupta dos níveis superiores, mostrando o predomínio da forçante mecânica na camada limite estável. Avaliando dados medidos via SODAR em Nova Déli (Índia), conforme esperado, foram observados que os períodos de atmosfera estável costumam acontecer durante a noite, enquanto que os instáveis ocorrem durante o dia. Já as condições neutras ou próximas à neutralidade são encontradas em ambos os períodos. No entanto, foi observado também que durante os meses de inverno os períodos com estabilidade são mais longos, durante os meses de verão as condições neutras perduram por mais tempo, e as condições instáveis são encontradas ao longo de todo o ano de forma bem distribuída.

Utilizando dados experimentais de quatro aparelhos SODAR instalados em Roma (Itália), Giannini *et al.* (1997) realizaram um estudo para verificar a aplicabilidade dos perfis verticais de vento no cálculo dos parâmetros micrometeorológicos próximos à superfície. A validação destes perfis médios no volume utilizou de dados coletados em uma torre micrometeorológica instrumentada em diversos níveis para a comparação. Dentre as variáveis analisadas, foi observada uma boa correlação entre as variações de altura de rugosidade ( $z_0$ ) e direção do vento, apesar de nenhuma relação ter sido encontrada com sua velocidade. Para a variação vertical de velocidade  $w_*$  (calculada utilizando a velocidade de fricção  $u_*$  obtida via SODAR), os resultados apontaram para uma superestimativa destes valores durante o período diurno. Por fim, através da avaliação do fluxo de calor sensível na superfície ( $H_0$ ) verificou-se que as estimativas obtidas via SODAR podem ser seguramente utilizadas na ausência medidas diretas, inclusive para as situações de brisas marítima/terrestre e presença de cobertura de nuvens.

Na tentativa de avaliar os fluxos em uma atmosfera com condições próximas a neutralidade, Kramar e Kouznetsov (2002) utilizaram de medidas SODAR para estimar o fluxo de momentum, a taxa de dissipação da  $TKE$  e a difusividade turbulenta. As parametrizações apresentadas têm base na teoria da similaridade, porém, com uma simplificação empírica que reduz o problema a um simples balanço entre a produção e dissipação de  $TKE$ . Seguindo recomendações de (Monin e Yaglom, 1971), todas as formulações são escritas em função da Constante de Kolmogorov-Prandtl ( $C_{KP}$ ) que relaciona o fluxo de momentum e a  $TKE$  através dos métodos robustos de medidas SODAR. Em seus resultados foram apresentadas as estimativas de perfil vertical dos fluxos para diversos experimentos em diferentes condições atmosféricas (inversão, convecção e neutralidade), onde os valores de  $C_{KP}$  reiteraram a natureza universal desta constante adimensional e como sua relação empírica com o parâmetro de estabilidade



$z_i/L$  pode ser utilizada com dados SODAR na caracterização de condições neutras ou próximas a neutralidade.

Um estudo que aplicou as relações de similaridade foi o apresentado por Venkatesan *et al.* (1995) que buscava estimar via SODAR os parâmetros de vento e turbulência na camada limite superficial. O fluxo de calor sensível em superfície ( $H_0$ ) foi obtido através da variação vertical de velocidade ( $\sigma_w$ ) e comparado com o  $H$  teórico estimado através do balanço de energia. Neste caso, foram feitos testes com diversas Razões de Bowen ( $\beta$ ) onde foi definido que o valor de 0,5 era o mais representativo para o estudo. O resultado desta análise mostrou uma grande correlação entre o  $H_0$  medido e o teórico apenas nos horários diurnos. No entanto, durante o período noturno as medições SODAR apresentaram uma limitação devido a não detecção da altura da CLA. Como a altura mínima de leitura do SODAR é de 50 m, acredita-se que nestes horários o  $z_i$  apresentou valores inferiores a este, impossibilitando o cálculo de  $H$ . Na análise dos perfis verticais de  $u$  e  $\sigma_w$ , foram confrontados novamente os dados medidos (SODAR) e teóricos (similaridade) onde os perfis de  $\sigma_w$  se destacaram com um alto coeficiente correlação de 0,84. Os perfis de vento, por sua vez, tiveram resultados fracos devido à forma linear utilizada na parametrização que não foi capaz de representar os ventos mais intensos no topo do domínio (200-250 m) durante a noite. Porém, durante o dia as estimativas chegaram a um valor aceitável nos horários em que a atmosfera apresentava características convectivas.

Buscando suprir a limitação de alcance das sondagens acústicas SODAR, Engelbart e Bange (2002) realizaram um estudo para determinar a Altura da CLA e seus respectivos perfis de fluxo turbulento utilizando um outro perfilador de vento em conjunto com as análises do SODAR. Este perfilador faz uso de ondas de rádio (RADAR, do inglês *Radio*

*Detection And Ranging*) para medir as não homogeneidades do campo de vento e uma de suas limitações é não conseguir medidas de vento nos níveis abaixo de 800 m com as configurações tradicionais. Porém, o RADAR permite emitir ondas em diversas frequências simultaneamente, onde aumentando sua frequência é possível medir a partir do 250 m de altura, mas com perda de precisão nos níveis mais altos (> 1 km). Nesta configuração a resolução vertical varia entre 45 e 60 m, e na configuração tradicional, em torno dos 100 m. Como o SODAR consegue coletar informações com representatividade até aproximadamente 500 m com uma resolução de 10 m, o uso destas técnicas de medição em conjunto se apresenta com um potencial instrumento de medição dos parâmetros de camada limite. A validação desta metodologia foi feita durante os experimentos do projeto LITFASS (Beyrich *et al.*, 2002), onde foram apresentados o crescimento da CLA durante as primeiras horas da manhã (04-10HL) de dois dias de experimento. As medidas SODAR foram as responsáveis pelos primeiros 400 m, seguidos do RADAR em alta frequência (1290 MHz) até os 800 m, e do RADAR em baixa frequência (482 MHz) para os demais níveis. O mais interessante destes resultados é que os valores de  $z_i$  apresentados nos níveis próximos à transição de instrumento mostraram grande concordância entre as diferentes medições, aumentando assim o grau de confiabilidade deste acoplamento. Estimativas de fluxo de calor sensível ( $H$ ) também foram utilizadas na validação, onde foram comparadas com sondagens de aeronaves, torres equipadas com anemometria sônica e modelos numéricos de CLA. Os perfis de  $H$  do SODAR/RADAR foram construídos utilizando eddy-correlation ( $H = \rho c_p \overline{w'\theta'}$ ) e apresentaram boa correlação com os dados medidos, inclusive detectando uma inversão entre 350-400 m em um dos dias avaliados.

### 3.3. Modelagem Atmosférica

O estudo do escoamento atmosférico sobre condições específicas e regiões com características particulares têm sido um dos grandes desafios da modelagem de mesoescala nas últimas décadas. Partindo deste princípio, alguns estudos foram desenvolvidos a fim de identificar o regime de brisa em regiões costeiras e seus respectivos desdobramentos, como a formação de CLI. Apesar dos modelos deste gênero não terem sido desenvolvidos com este intuito, acreditava-se que com um bom detalhamento das condições atmosféricas atuando em conjunto uma refinada descrição das características da superfície, seria possível identificar a formação e identificação deste fenômeno de mesoescala tão dependente das condições de microescala meteorológicas.

Neste contexto, Mengelkamp (1991) realizou um estudo para simular a formação de CLI no Estreito de Öresund durante o *Nordic Mesoscale Dispersion Experiment over a land-Water-Land*, experimento este ocorrido em 1984 na região que separa a Dinamarca da Suécia por um canal com 20 km de largura, onde o principal objetivo era a observar o efeito costeiro sobre a dispersão de poluentes. As condições atmosféricas monitoradas durante o experimento representaram bem as condições típicas desta região de vento fortes sobre este canal cercado por plantações agrícolas. Suas simulações foram feitas através do modelo de mesoescala *Geesthacht Simulation Model of the Atmosphere* (GESIMA) configurado para utilizar o esquema de fechamento de 2ª ordem na vertical (Mellor e Yamada, 1974) negligenciando os efeitos de aquecimento/resfriamento por radiação. Assim, era esperado evidenciar as trocas de calor realizadas pelos processos advectivos de brisas terrestre e marítima. A grade do modelo foi construída com resolução espacial horizontal de 2 km cobrindo uma área de 80×80 km<sup>2</sup> com 26 níveis verticais variando de 6 m a 6 km de altitude, sendo 21 destes níveis confinados entre a superfície

e os primeiros 3,5 km. Devido ao vento favorável perpendicular as linhas de costa, os pontos de medição foram distribuídos em linha reta ligando as extremidades do canal, e somados a uma estrutura que dispunha também de balão cativo, SODAR e outras estações meteorológicas. Através dos resultados observacionais, foi possível observar que quando o escoamento se origina das terras suecas (de leste para oeste), forma-se uma pequena CLI estável sobre canal (50-100 m), seguida de outra CLI instável formada sobre o continente Dinamarquês que chega aos 300 m de altura. Como argumenta Mengelkamp (1991), esse escoamento domina região por se originar em uma porção mais continental (Suécia) do que as terras da Dinamarca (ilha), onde as elevadas alturas de CLI se explicam pela margem urbana de Copenhagen (maior mudança de rugosidade) podendo apresentar alcances (*fetchs*) de até 5 km da linha de costa. As alturas das CLI's foram avaliadas nas simulações do GESIMA através do campo de *TKE*, onde foi possível identificar claramente a CLI estável sobre o canal demarcada por um mínimo no perfil vertical da *TKE*, seguida (na direção do escoamento) por uma CLI instável sobre a cidade de Copenhagen demarcada pelo pico de dissipação da *TKE*. Através dos resultados do campo de vento do GESIMA, observou-se uma boa correlação com a direção do vento dos dados observacionais. No entanto, as estimativas de velocidades foram bem abaixo das medidas e podem ser explicadas, segundo Mengelkamp (1991), pela não contabilização do aquecimento/resfriamento por radiação.

Em outra tentativa de analisar a formação de CLI em regiões costeiras, Batchvarova *et al.* (1999) utilizaram os dados coletados durante o experimento Pacific93 (Pottier *et al.*, 1994) realizado em Lower Fraser Valley (Canadá) para avaliar o desempenho do modelo atmosférico de mesoescala *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS; Pielke *et al.*, 1992; Cotton *et al.*, 2003) na representação espaço-temporal da formação e evolução da CLI em região costeira de terreno complexo. Seus resultados foram

comparados com medidas coletadas em torres micrometeorológicas, LIDAR, balões cativos e sobrevoos com aviões equipados com sensores meteorológicos. Além disso, foram comparados com os resultados do modelo de altura de CLI proposto em Gryning e Batchvarova (1996). Buscando refinar ao máximo a descrição micrometeorológica, o RAMS foi configurado para utilizar três grades aninhadas (40, 10 e 2,5 km) parametrizadas pelos esquemas de fechamento de Smagorinsky (1964) e Mellor e Yamada (1974) nos planos horizontais e verticais, respectivamente. Segundo Batchvarova *et al.* (1999), essa configuração traria mais realismo no cálculo do fluxo de calor sensível e na estimativa do campo de vento horizontal. Como o RAMS não possui a variável 'Altura da CLI', também foram utilizados os campos de *TKE* para esta análise, onde se constatou a dificuldade do RAMS na detecção da CLI, uma vez que as quedas de *TKE* foram encontradas próximas à altura da CLA. Já o modelo de Gryning e Batchvarova (1996), apesar de sua formulação mais simples, apresentou os melhores resultados tanto no range de crescimento quanto nos valores máximos registrados de altura de CLI. O RAMS, por sua vez, conseguiu representar bem o campo de vento na região costeira identificando, inclusive, o horário de transição entre as brisas marítimas e terrestres.

Um modelo de mesoescala que se destaca por considerar um maior detalhamento da física e da dinâmica atmosférica em relação aos outros modelos encontrados na literatura e que, até então, ainda não havia sido testado para as condições aqui discutidas é o *Advanced Regional Prediction System* (ARPS; Xue *et al.*, 1995, 2000, 2001). Este modelo compressível não-hidrostático oferece diversas opções de parametrizações para superfície, radiação, microfísica e *cumulus*, além do esquema de fechamento de 1,5 ordem para difusão de *TKE*. Buscando explorar estas características, (Jamima e Lakshminarasimhan, 2004) aplicaram o ARPS para a região de Kalpakkam, na Índia, onde

foram feitos dois experimentos utilizando balões cativos para avaliar o padrão da CLI formada em regiões costeiras tropicais. Diferentemente dos demais, neste estudo a altura da CLI foi avaliada através dos perfis verticais de temperatura potencial e comparadas as medidas de balão cativo, enquanto o campo de vento foi avaliado através dos dados observados ao longo de uma torre de 50 m equipada com sensores em diversos níveis. No que diz respeito às simulações da altura da CLI, o ARPS apresentou boa concordância com o perfil vertical de temperatura potencial e confirmou o crescimento da camada à medida que a brisa marítima adentra o continente durante as 6 horas de atuação do fenômeno de mesoescala, estimando que o topo da CLI encontrava-se a 87 m de altura quando distante 5 km da linha de costa, e 238 m à 18 km. As estimativas de velocidade e direção do vento também se mostraram representativas junto aos dados observados, exceto no período noturno, onde o ARPS apontou uma pequena diferença na velocidade do vento (Jamima e Lakshminarasimhan, 2004).

Outra linhagem de modelos atmosféricos, muito utilizada para fenômenos de menor escala, que apresenta um futuro promissor nos estudos de CLI é a *Large-Edge Simulation* (LES). Modelos deste tipo foram propostos inicialmente por Smagorinsky (1964), onde as equações de Navier-Stokes seriam resolvidas desde a maior até a menor escala de dissipação dos turbilhões. No entanto, tal solução apresentava custos computacionais inimagináveis que impediam sua aplicação naquele primeiro momento. Até que Deardorff (1970) propôs uma operação que reduziria drasticamente o custo computacional viabilizando este tipo de modelagem e fornecendo o nome que conhecemos hoje, LES. Esta operação consistia na aplicação de um filtro passa-baixa (*low-pass filtering*) para eliminar as menores escalas espaciais e temporais na solução de Navier-Stokes de acordo com a teoria da turbulência e a disponibilidade de poder computacional. Assim, o LES resolve a solução do escoamento até a escala dos grandes

turbilhões seguindo os métodos de promediação de Reynolds para Navier-Stokes (RANS, sigla do nome em Inglês).

Mesmo sabendo que esta escala dos grandes turbilhões resolvidas com LES ainda é muito pequena para pensarmos nos domínios e resoluções dos modelos de mesoescala, alguns estudos estão sendo feitos utilizando essa ferramenta para simular os fenômenos que transitam entre a micro e a meso escala, como a formação de CLI. Um destes trabalhos é o apresentado por Mayor *et al.* (2002), que construiu um domínio bastante reduzido com 15 m de resolução espacial distribuídos verticalmente da superfície até o primeiro quilômetro, e horizontalmente em 1,8 km no eixo norte-sul, e pouco mais de 11 km no eixo leste-oeste (perpendicular à linha de costa), sendo 7,5 km sobre o Lago. No total, foram mais de 6,45 milhões de pontos de grade que demonstram um pouco o elevado custo computacional desta ferramenta. As simulações foram feitas para região da costa oeste do Lago Michigan (EUA) em um dia de céu claro, com temperaturas de aproximadamente 20°C negativos, ventos entre 5 e 10 m/s e uma forte inversão detectada por LIDAR entre 300 e 500 m de altura. Para atender a elevada demanda de condições iniciais e minimizar o tempo requerido para o ajuste do modelo ao escoamento na CLI (*spin up*), a solução dos primeiros 30 minutos foi replicada quatro vezes buscando fornecer informações até o fim da simulação. Todo esse empenho para utilizar LES mostrou sua recompensa na riqueza de detalhes aos quais os resultados foram apresentados. Um exemplo é o corte vertical transversal terra-lago apresentado para umidade, temperatura e velocidade vertical, onde é possível observar claramente o crescimento da CLI diretamente associado às condições convectivas dos turbilhões até os quatro primeiros quilômetros da linha de costa, atingindo seu máximo próximo aos 500 m de altura (como apontado na sondagem LIDAR) e se estendendo até o fim do domínio.

Como pode ser observado, o estudo do processo de formação da CLI em regiões costeiras tem sido investigado através das mais variadas vertentes técnicas, observacionais e computacionais disponíveis nos dias de hoje. Com medidas feitas desde simples estações meteorológicas, até as mais complexas sondagens remotas realizadas pelos perfiladores atmosféricos SODAR e LIDAR, que nos fornecem com precisão os parâmetros da CLI em toda sua extensão. No quesito modelagem, foram utilizados diversos modelos atmosféricos de mesoescala consagrados como o RAMS e o ARPS, além daqueles de menor expressão como o GESIMA. Sendo que todos conseguiram, de alguma forma, representar a formação de CLI quando buscaram a utilização de configurações mais refinadas e adequadas para a estimativa dos parâmetros de superfície. Por fim, vimos uma das vertentes mais promissoras e desafiadoras na modelagem da CLI em regiões costeiras, o LES, que ainda apresenta certa inviabilidade computacional restringindo sua aplicação e aprimoramento para estudos do gênero.



## 4. Descrição das Técnicas e Modelos

### 4.1. SODAR

Conforme destacado no Capítulo 3, as sondagens acústicas feitas com instrumentação SODAR (sigla em inglês para *SOnic Detection And Ranging*) são sistemas que radiam pequenos pulsos acústicos da superfície para atmosfera que, por sua vez, provocam o espalhamento desta energia nas inhomogeneidades de pressão. Este espalhamento é recebido pelo sistema em forma de ondas sonoras (efeito Doppler) e processado para extrair as informações da estrutura térmica e da velocidade do vento em diferentes níveis verticais da baixa atmosfera (Gera e Singal, 1990).

Suas principais vantagens estão no monitoramento contínuo em diversas alturas na atmosfera e com frequência temporal superior as tradicionais estações meteorológicas, fornecendo parâmetros como: velocidade e direção do vento e seus respectivos desvios padrão, intensidade de turbulência para aplicações de energia eólica, cisalhamento do vento para aplicações aeroportuárias (tesouras de vento), classe de estabilidade para aplicações de qualidade do ar, parâmetro de temperatura para estudos de propagação de ondas, energia cinética turbulenta, taxa de dissipação dos turbilhões, estimativa de altura de mistura, e distribuição de frequência de vento para cálculos de curva de potência.

O potencial de medição do SODAR permite substituir torres meteorológicas, balões cativos e até o uso de radiossondas atmosféricas com uma significativa redução nos custos operacionais. Por ser pequeno, leve e apresentar baixo consumo de energia, o sistema pode ser facilmente transportado e instalado possibilitando, inclusive, a operação em áreas remotas.



Figura 8 – Estrutura externa de um sistema SODAR utilizado no monitoramento do potencial eólico (esquerda) e o instrumento em detalhe localizado em seu interior (direita).

Estes e outros motivos favorecem o uso do instrumental (Figura 8) para os mais diversos fins, como: micrometeorologia, qualidade do ar, dispersão atmosférica, segurança das usinas nucleares, energia eólica, conforto térmico urbano, estudos de propagação óptica, segurança nos pousos e decolagens em aeroportos e até na previsão e monitoramento de nevoeiros.

#### 4.2. WRF

O *Weather Research and Forecasting* (WRF) é um modelo de mesoescala de previsão numérica do tempo para fins de pesquisa e/ou operacionais desenvolvido conjuntamente por uma série de instituições e agências governamentais americanas como *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), *Forecast Systems Laboratory* (FSL), *Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory*, *Oklahoma University* e *Federal Aviation Administration* (FAA), todas lideradas pelo *National Center for Atmospheric*

*Research* (NCAR). O modelo WRF foi desenvolvido para ser flexível, com código portátil e eficiente em ambientes de computação paralela.

Considerando uma atmosfera não hidrostática e utilizando um sistema de coordenada vertical que se adapta as variações topográficas, o modelo WRF resolve numericamente as equações de Navier-Stokes em três dimensões, a equação termodinâmica e a equação de transferência radiativa. Possui dois núcleos dinâmicos, o *Non-Hydrostatic Mesoscale Model* (NMM – Janjic, 2003) desenvolvido pelo NCEP, e o *Advanced Research WRF* (ARW – Skamarock *et al.*, 2005) desenvolvido no NCAR. Cada núcleo corresponde a um conjunto de soluções dinâmicas que operam com projeções geográficas, aninhamento de grades e sistema de coordenadas verticais particulares, onde ambos ainda dispõem das mais variadas parametrizações para os principais processos físicos da atmosfera (Beyrich *et al.*, 2002).

As opções existentes para as parametrizações dos processos físicos são definidas para: solo/superfície terrestre, camada limite planetária, radiação na atmosfera e superfície terrestre, microfísica de nuvens e convecção de cúmulos. Todas elas podem ser aplicadas em diferentes escalas espaciais, desde alguns metros até milhares de quilômetros. Tais aplicações incluem: previsões numéricas do tempo para órgãos e agências operacionais, onde as simulações devem ser realizadas em tempo hábil para análise e divulgação; e simulações da atmosfera para estudos e pesquisa das parametrizações físicas, assimilação de dados monitorados, modelos de qualidade do ar, acoplamento oceano-atmosfera, bem como o estudo de fenômenos atmosféricos idealizados como ondas baroclínicas, convecção profunda e linha de instabilidade (Skamarock *et al.*, 2008).

### 4.3. Mathematica

Lançado pela primeira vez em 1988, o *Wolfram Mathematica* (<http://www.wolfram.com/>) foi projetado para uma nova geração de programadores através de uma grande variedade de algoritmos e conhecimento incorporados, todos eles automaticamente acessíveis através de sua sofisticada linguagem simbólica unificada. Adequada para programas grandes e pequenos, com implementação imediata, local ou na nuvem, a *Wolfram Language* se alicerça em princípios claros para criar o que promete ser a linguagem de programação mais produtiva. Trata-se de uma importante força no mundo da tecnologia e da educação, com milhões de usuários dedicados ao redor do mundo.

Mesmo após 30 anos de seu lançamento, nenhuma das inúmeras linguagens de programação contemporâneas (FORTRAN e C++), nem posteriores (Java e Python), tiveram sua base constituída no conhecimento. Isto é, concebida para armazenar e integrar as diversas áreas do conhecimento como exatas, biológicas, financeiras e linguísticas. Tudo isso através de uma interface gráfica de grande flexibilidade frente a linha de comando, com suporte de uma base de dados globais testada e atualizada de forma contínua. Código, dados, interfaces, etc. são todos representados como expressões simbólicas manipuláveis ao invés de números. Suporte para associação de padrões e regras de transformação, geração e manipulação automática de documentos simbólicos, técnicas matemáticas e de ciência da computação integradas, além de análises e visualizações imediatas. Sua estrutura computacional permite não apenas a comunicação com outras linguagens, mas também a conversão de códigos sem grandes complicações. Controle total da execução dos códigos com paralelismo multicluster e/ou online.

## 5. Metodologia

### 5.1. Caracterização da Região

A Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) é uma das seis mesorregiões do estado brasileiro do Rio de Janeiro e resulta da união de trinta municípios agrupados em cinco microrregiões. Segundo IBGE (2009), a região metropolitana com a 2ª maior economia do país abriga uma população de 12.633.420 habitantes distribuídos em uma área de 10.230 km<sup>2</sup>, o que resulta uma alta densidade populacional de 1.235 hab/km<sup>2</sup>.

A RMRJ possui diversas características fisiográficas peculiares, tais como: topografia complexa distribuída em três maciços (Tijuca, Mendanha e Pedra Branca); algumas regiões de planícies abaixo do nível do mar, localmente denominadas de Baixadas (Fluminense, Santa Cruz e Jacarepaguá); a existência de diversos corpos d'água como as Lagoas de Marapendi, Jacarepaguá e Rodrigo de Freitas, e as baías da Guanabara e de Sepetiba, sendo esta última delimitada por uma estreita faixa de terra com vegetação de restinga; além de uma linha de costa com o Oceano Atlântico que percorre todo o estado. Os três maciços citados anteriormente possuem altitudes da ordem dos 1.000 m acima do nível médio do mar (ANMM). Entretanto, a porção norte da RMRJ é contornada pela Serra dos Órgãos onde o ponto mais elevado supera 2.300 m ANMM, e pela Serra do Mar na porção oeste com relevos também superiores a 1.000 m (GEORIO, 2017). Essas características fisiográficas são capazes de gerar efeitos locais que predominam sobre a circulação atmosférica de escala sinótica. Por estes e outros motivos, FEEMA (2004) recomenda que toda análise de qualidade do ar na RMRJ seja setorizada por bacias aéreas, conforme destacado na Figura 9.



Figura 9 - Região Metropolitana do Rio de Janeiro e suas Bacias Aéreas. Adaptação de (FEEMA, 2004).

A região de interesse no presente estudo delimita-se pela linha de costa da Bacia Aérea I (BAI) localizada na baixada de Santa Cruz, Zona Oeste da RMRJ, com área aproximada de 730 km<sup>2</sup> distribuída entre os municípios de Itaguaí, Japeri, Nova Iguaçu, Queimados, e Seropédica, e as regiões administrativas (bairros) de Santa Cruz e Campo Grande, ambas pertencentes ao município do Rio de Janeiro (FEEMA, 2004). Somando os 913.618 habitantes dos bairros da capital (GEORIO, 2017) com os 1.290.609 habitantes (IBGE, 2009) dos municípios vizinhos observa-se que a BAI engloba cerca de 17% da população da RMRJ.

Apesar do grande número de habitantes, a ocupação do solo na região da BAI (Figura 10) se apresenta predominantemente rural e tem sua maior densidade populacional na área entre os Maciços do Mendanha e da Pedra Branca, com máximo no bairro de Campo Grande (áreas com uso e ocupação do solo classificadas como urbano de baixa e média densidade).

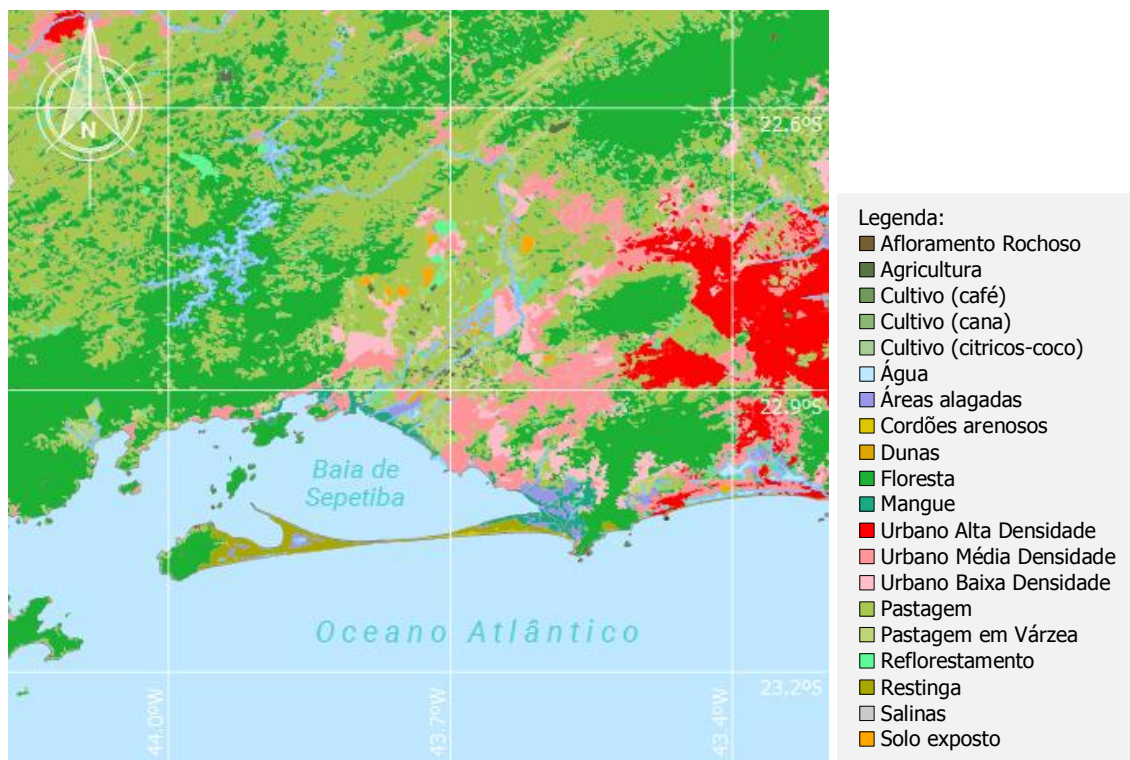


Figura 10 - Caracterização do uso e ocupação do solo na região da Baía Aérea I segundo os dados de GEORIO (2017). Resolução 30 m.

Também deve ser destacado na Figura 10 a presença do distrito industrial de Santa Cruz próximo à linha de costa da Baía de Sepetiba (região de interesse), que dispõe de grandes nomes da siderurgia internacional como a [Ternium](#) Companhia Siderúrgica do Atlântico (antes coordenada pela ThyssenKrupp) e a [Gerdau](#). De acordo com GEORIO (2017), as principais categorias de uso e cobertura do solo na região são, em ordem de predominância: campo/pastagem, cultura agrícola, urbano, campo inundável e manguezais herbáceos e arbóreos. As áreas ditas inundadas referem-se às atividades de extração de areia para fins de construção civil, distribuídos em diversas partes da região da BAI.

Ainda sobre os tipos de superfície da região de interesse, é importante destacar a região costeira da BAI que, diferentemente das demais encontradas na RMRJ, é delimitada por uma baía. A Baía de Sepetiba é um corpo de águas salinas e salobras, semi-enclausurado, com área de 520 km<sup>2</sup> e perímetro de 170 km, que se comunica com Oceano

Atlântico por meio de duas passagens. A primeira, na parte oeste, entropõe-se as Ilhas Guaíba e da Marambaia, com uma largura aproximada de 8 km e a 31 m de profundidade, a maior em toda Baía. A segunda e mais importante conexão com oceano ocorre na parte sudeste da baía através do estreito canal da Barra de Guaratiba (150 m), cuja profundidade é baixa e utiliza do regime de marés (fluxo e refluxo) para realizar a troca de água entre os corpos. Assim como o canal citado, baía possui pequenas profundidades (entre 2 e 12 m) e, aproximadamente, 50% de sua área é inferior à 6 m (SEMADS, 2001).

As elevações de terreno na BAI são apresentadas na Figura 11. De maneira geral, podemos dividir esta região em dois vales, ambos com início na linha de costa frete a baía de Sepetiba. O primeiro vale concentra-se entre os maciços do Mendanha e da Pedra Branca, que possuem seus pontos mais elevados à 949 m e 1024 m ANMM (mais alto da cidade do Rio de Janeiro), respectivamente. Com uma largura média de 8 km e elevações da ordem de 40 m ANMM, o vale é marcado pela maior densidade populacional da BAI e pela forte urbanização observada desde litoral até, aproximadamente, 30 km costa à dentro.



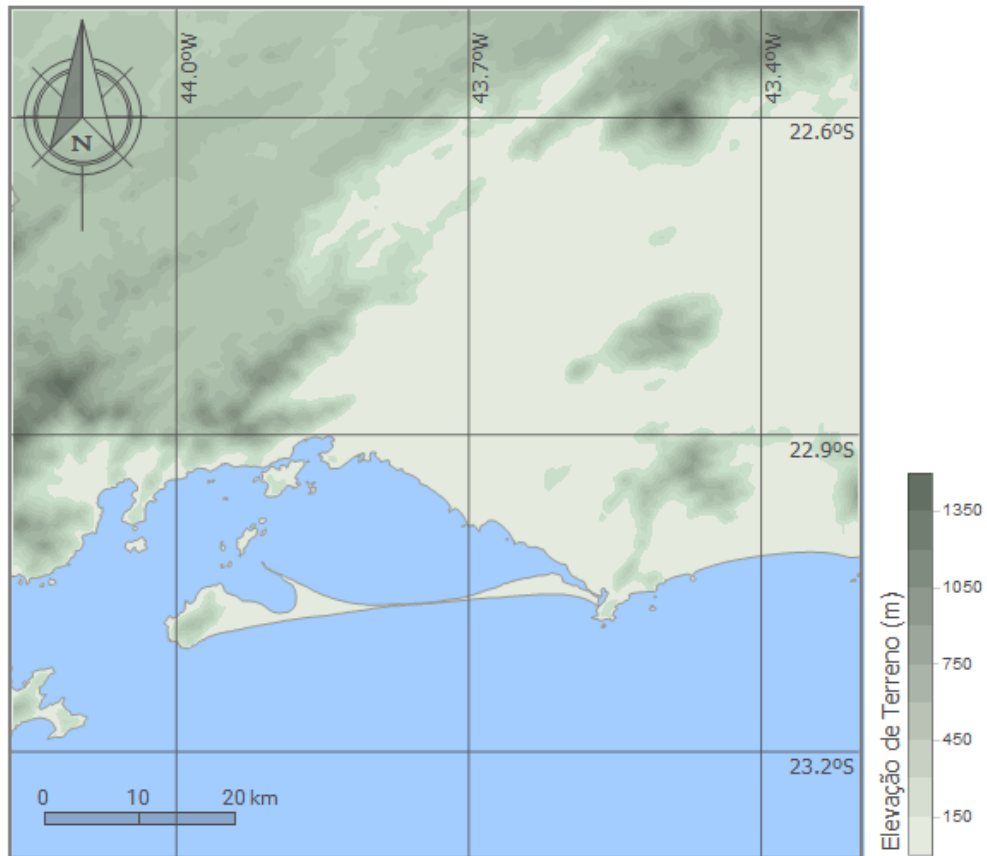


Figura 11 – Elevação de terreno na região da Baía Aérea I segundo os dados de USGS (GTOPO30). Resolução 1 km.

O segundo e principal vale têm início na linha de costa com a Baía de Sepetiba e estende-se por 45 km costa à dentro pelo eixo sudoeste-nordeste até a Serra dos Órgãos no município de Queimados, com alturas típicas de 800 m e picos que ultrapassam os 1.500 m ANMM. Com a Serra dos Órgãos rodeando de noroeste à nordeste, o vale se completa com Maciço do Mendanha à sudeste, à uma distância média de 20 km ao longo de sua extensão e elevações que dificilmente atingem os 40 m ANMM. Como destacado na Figura 10, a maior parte deste vale possui uso e cobertura do solo na forma de campo/pastagem e cultivos agrícolas. Isso, somado as dimensões do Vale Órgão-Mendanha dentro da BAI, permitem classificar essa região como rural mesmo que imersa na densa, urbana e industrializada RMRJ.

## 5.2. Monitoramento Atmosférico

### 5.2.1. Estações Meteorológicas de Superfície

Por se tratar de uma região historicamente rural, até o início da década de 90 não haviam muitas estações meteorológicas distribuídas pela BAI. Assim, toda caracterização meteorológica da região limitava-se a Estação Meteorológica de Superfície (EMS) da Base Aérea de Santa Cruz (SBSC) operada pela Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica REDEMET (<http://www.redemet.aer.mil.br/>), e a EMS Seropédica-Ecologia Agrícola (A601) operada pelo Instituto Nacional de Meteorologia INMET (<http://www.inmet.gov.br/>). Posteriormente, com o crescimento da área urbana impulsionado pela expansão das atividades industriais na região, outras estações meteorológicas foram instaladas pelos órgãos ambientais do município e do estado do Rio de Janeiro, e também pelas indústrias que ali se instalaram.

Conforme apresentado na Figura 12, a BAI dispõe hoje de diversas estações monitorando parâmetros meteorológicos e de qualidade do ar. No entanto, para o presente estudo foram consideradas apenas as estações SBSC, A601, A602, Campo Grande, Coroa Grande e Engenheiro Pedreira. A escolha foi feita com base na proximidade entre as estações, periodicidade e rigor na coleta de dados, e nas características do local de instalação que, apesar de muitas destas serem operadas por órgãos públicos, nem todas seguem o padrão estabelecido pela Organização Meteorológica Mundial (OMM).

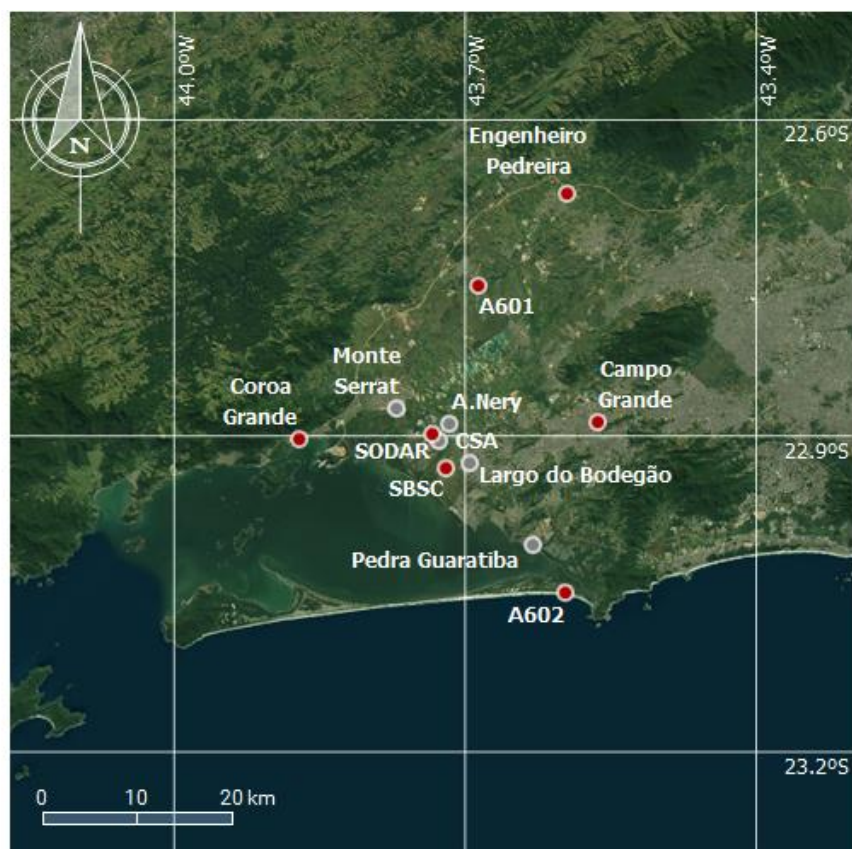














Figura 12 – Distribuição da rede de estações meteorológicas da região da BAI. As estações marcadas em vermelho representam as utilizadas no presente estudo. Fonte: Google Earth (Imagem de Satélite).

Tabela 1 - Estações Meteorológicas de Superfície localizadas na BAI.

Estação	Código OMM	Coordenadas Geográficas		Altitude (m)	Distância Costa (km)	Órgão Responsável	
		Latitude (°)	Longitude (°)				
01 SODAR	---	-22.899558	-43.733019	3.00	5.00	NCQAr/CSA	
02 CSA	---	-22.905389	-43.725833	4.00	4.80	CSA/INEA	
03 Adalgisa Nery	---	-22.888750	-43.715972	5.00	6.90	CSA/INEA	
04 Largo do Bodegão	---	-22.927028	-43.694667	8.00	4.70	CSA/INEA	
05 Monte Serrat	---	-22.875194	-43.770444	6.00	5.70	CSA/INEA	
06 Coroa Grande	---	-22.904194	-43.869917	6.00	0.70	INEA	
07 Engenheiro Pedreira	---	-22.670831	-43.594216	37.00	34.20	INEA	
08 SBSC	83741	-22.931070	-43.718318	3.00	3.00	REDEMET	
09 A602 Marambaia	86914	-23.050334	-43.595685	9.00	0.15	INMET	
10 A601 Seropédica	86878	-22.757868	-43.684843	35.50	20.80	INMET	
11 Campo Grande	---	-22.886194	-43.556571	33.00	18.20	SMAC	
12 Pedra de Guaratiba	---	-23.004417	-43.629069	4.00	0.20	SMAC	

Todas as EMS apresentadas na Tabela 1 dispõem de dados horários de temperatura do ar  $T$  ( $^{\circ}C$ ), velocidade ( $m/s$ ) e direção do vento ( $^{\circ}$ ), medidos respectivamente à 2 e 10 m. A EMS CSA também apresenta medidas de precipitação  $Prec$  ( $mm$ ), radiação global  $R$  ( $W/m^2$ ), umidade relativa do ar  $UR$  (%) e pressão atmosférica  $P$  ( $mbar$ ). A SBSC, por sua vez, apresenta medidas de temperatura de orvalho  $T_d$  ( $^{\circ}C$ ),  $UR$  (%),  $P$  ( $mbar$ ), cobertura de nuvens  $C_N$  (*décimos*) e altura da base das nuvens  $z_{CN}$  ( $m$ ). Por fim, as demais estações (A601, A602, Campo Grande e Pedra de Guaratiba) também realizam medidas de  $UR$  (%),  $P$  ( $mbar$ ),  $Prec$  ( $mm$ ) e  $R$  ( $W/m^2$ ).

Além dos parâmetros meteorológicos e micrometeorológicos, em algumas destas estações também são realizadas medidas de concentração de poluentes. Isso ocorre em sete das doze EMS citadas: Adalgisa Nery, Monte Serrat, Largo do Bodegão, Coroa Grande, Engenheiro Pedreira, Campo Grande e Pedra de Guaratiba. Em todas estas estações são feitas medidas horárias de: Partículas Totais em Suspensão  $PTS$  ( $\mu g/m^3$ ), Partículas Inaláveis  $PI$  ou Material Particulado  $<10\mu m$   $PM_{10}$  ( $\mu g/m^3$ ), Dióxido de Nitrogênio  $NO_2$  ( $\mu g/m^3$ ), Ozônio  $O_3$  ( $\mu g/m^3$ ), e Dióxido de Enxofre  $SO_2$  ( $\mu g/m^3$ ). As estações Adalgisa Nery e Campo Grande também apresentam medidas de Monóxido de Carbono  $CO$  ( $\mu g/m^3$ ) e Hidrocarbonetos Totais  $HCT$  ( $\mu g/m^3$ ). Em especial, a estação de Pedra de Guaratiba realiza apenas medidas de  $O_3$  e  $PM_{10}$ .

Os dados meteorológicos coletados no período de 5 anos (entre 2013 e 2017) serão utilizados para realizar uma análise conjunta do campo de vento com a temperatura do ar em superfície. Assim, pretende-se mapear o escoamento atmosférico em diversos pontos da linha de costa da Baía de Sepetiba e como os regimes de ventos locais (brisas) atuam no equilíbrio de temperatura no interior do continente. Apenas para facilitar a análise dos

resultados, a estações foram renomeadas de acordo com seu posicionamento em relação à linha de costa:

06) Coroa Grande → Costa Norte

07) Engenheiro Pedreira → Serrana

08) SBSC → Costeira

09) A602 Marambaia → Restinga

10) A601 Seropédica → Vale

11) Campo Grande → Vale Urbano

### 5.2.2. Perfilador Vertical

Note que, tanto na Figura 12 quanto na Tabela 1, é indicada a localização de um perfilador atmosférico SODAR posicionado à 5 km da linha da costa. Este perfilador foi instalado em outubro de 2013 por meio de uma parceria entre NCQAr/UFRJ (Núcleo Computacional de estudos de Qualidade do Ar) e a então ThyssenKrupp Companhia Siderúrgica do Atlântico (CSA, hoje gerida pela Ternium) com intuito de aprimorar a rede de monitoramento meteorológico local. Os dados coletados pelo SODAR e nas quatro EMS da rede privada (CSA, Adalgisa Nery, Monte Serrat e Largo do Bodegão) são acompanhados constantemente pelos membros desta parceria, juntamente ao INEA, desde 2011.

O SODAR adquirido para as medições trata-se do modelo MFAS da fabricante alemã *Scintec* (<http://www.scintec.com/>) que opera com um sistema multi frequências entre 1650-2750 Hz e até 9 feixes (ângulos) de emissão de pulsos sonoros de forma simultânea. Assim, possibilita uma abrangência de leituras entre 30 e 1000 m de altura, com resolução espacial vertical máxima de 10 m e frequência temporal podendo variar de 1 à 60 minutos.

Segundo o fabricante, acurácia das medições de velocidade do vento variam entre 0,1 e 0,3  $m/s$  para as componentes horizontais ( $u$  e  $v$ ) entre 0 e 50  $m/s$ , e entre 0,03 e 0,1  $m/s$  para a componente vertical ( $w$ ) entre -10 e 10  $m/s$ . Acoplado ao SODAR MFAS, foi instalada a extensão WindRASS do mesmo fabricante que opera em duas frequências de rádio (915 e 1290 MHz) e altera os limites de medição do SODAR para níveis entre 40 e 800 m. A acurácia para as componentes do vento se mantém, e para o campo extra de medição oferecido pelo WindRASS (temperatura do ar) é de 0,2 °C para medidas entre -50 e 60 °C.

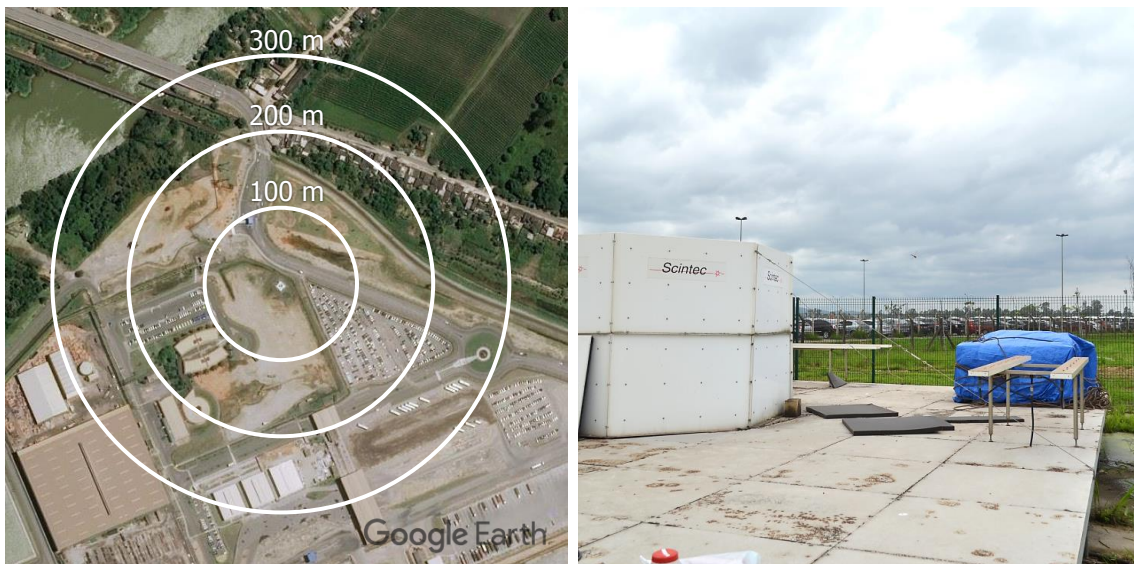


Figura 13 – Localização do SODAR/RASS no sítio da CSA: à esquerda, imagem de satélite centrada no instrumento com marcações de raios de 100, 200 e 300 m; e à direita, a plataforma montada para a operação do sistema de sondagens acústicas/eletromagnéticas.

Por se tratar de um sítio industrial de grande porte, a escolha do local de instalação foi de fundamental importância para a qualidade das medidas do SODAR. Uma vez que a proximidade de obstáculos como edificações, galpões, maquinários e rodovias, além de modificar o campo de vento nas mediações do instrumento, podem produzir ruídos sonoros e/ou perturbações no campo térmico capazes de impossibilitar a operação do instrumento. Sendo assim, na Figura 13 é apresentado em maiores detalhes o local escolhido para instalação do perfilador acústico.

Como pode ser observado, o local não possui nenhuma edificação num raio de 100 m do SODAR e tem sua grande maioria é ocupada áreas gramadas. Um pouco mais adiante, entre 100 e 200 m, existe apenas uma pequena edificação com 6 m de altura à sudoeste do instrumento e a presença de áreas pavimentadas para estacionamento à oeste e à sudeste. De maneira geral, os obstáculos ao campo de vento não foram considerados representativos para instalação do SODAR. No entanto, a proximidade com uma rodovia à 40 m e uma ferrovia à 150 m trouxeram grande preocupação para as sondagens acústicas devido a intensa produção de ruídos. Por isso, o SODAR foi rodeado com uma estrutura de isolamento acústico sugerida pelo próprio fabricante (*enclosure*) afim de reduzir a influência destes efeitos sonoros (vide Figura 13). Como no local escolhido é comum a formação de poças d'água após dias de chuva, o sistema de medição foi instalado sobre uma plataforma de ferro com dimensões de 8×8 m e 60 cm de altura, com o SODAR ao centro e as 4 antenas do WindRASS posicionadas nas laterais da plataforma.

Hoje, o SODAR/RASS está configurado para coletar dados de perfil atmosférico a cada 15 minutos com uma resolução espacial vertical de 10 m, onde a altura mínima de medição é de 40 m e o alcance máximo é de 720 m. As variáveis medidas remotamente para cada nível são: altura de medição  $z$  (m); velocidade do vento ( $m/s$ ); direção do vento ( $^{\circ}$ ); as três componentes do vento  $u$ ,  $v$  e  $w$  ( $m/s$ ), e suas respectivas variações  $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$  e  $\sigma_w$  ( $m/s$ ); cisalhamento do vento ( $(m/s)/m$ ); cisalhamento da direção do vento ( $^{\circ}/s$ ); energia cinética turbulenta  $TKE$  ( $m^2/s^2$ ); taxa de dissipação de turbulência  $\varepsilon$  ( $m^2/s^3$ ); temperatura do ar  $T$  ( $^{\circ}C$ ); e temperatura virtual do ar  $T_V$  ( $^{\circ}C$ ). Além destas medidas, o SODAR disponibiliza parâmetros locais representativos de todo perfil vertical, como a classe de estabilidade de Pasquill-Gifford (A-F), a altura da CLA  $z_i$  (m), o fluxo de calor sensível na superfície  $H_0$  ( $W/m^2$ ), a velocidade de fricção  $u_*$  ( $m/s$ ) e, por fim, o comprimento de Monin-Obukhov  $L$  (m).

### 5.3. Fenômenos Atuantes

Dentre os fenômenos meteorológicos que influenciam a RMRJ, destacam-se na escala sinótica a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e a passagem de sistemas frontais (frentes frias), e nas escalas meso e local as circulações termo induzidas como os sistemas de brisa terra-mar, terra-baía e vale-montanha (Paiva *et al.*, 2014). A última mencionada se torna ainda mais relevante se considerarmos as características ao redor da região como topografia complexa, uso e cobertura do solo não homogêneas e a presença de diversos corpos d'água como o oceano atlântico e as Baías de Guanabara e Sepetiba (Zeri *et al.*, 2011). Por outro lado, em grande escala temos o sistema de alta pressão semipermanente ASAS (fluxo anticiclônico em superfície) que atua sobre a região promovendo subsidência e divergência nos baixos níveis que propiciam ventos calmos de nordeste e condições de céu claro sobre a RMRJ (Richter *et al.*, 2008). Além disso, a ASAS contribui para inibição do avanço de sistemas frontais, favorecendo assim aos efeitos de circulação local sobre a região de interesse (Lucena *et al.*, 2012).

Segundo (Pimentel *et al.*, 2014), a análise dos ventos na região da BAI indica um regime de brisa muito bem demarcado e perpendicular à linha de costa, com a brisa marítima provocando ventos mais intensos de direção sudoeste nos períodos da tarde/noite e a brisa terrestre com ventos mais fracos de direção nordeste nos horários da madrugada/manhã. Além disso, na porção norte da BAI (longe da costa) foi observado um padrão com ventos norte indicando a influência de outras circulações locais, como a brisa de vale-montanha.

Pela proximidade a Baía da Sepetiba, a direção do vento na BAI é diretamente influenciada pelo regime de brisas de baía/marítima e terrestre resultantes da diferença de temperatura entre continente e Baía/Oceano. Durante o dia, a incidência de radiação solar



promove um aquecimento diferenciado no continente, deixando-o relativamente mais quente que a baía/oceano e gerando regiões de baixa pressão. Com isso, este ar mais quente se desloca para altitudes superiores e tem seu volume ocupado pelo o ar frio proveniente da região da baía/oceano, esse fenômeno é conhecido como brisa de baía/marítima. No período da noite o processo ocorre de maneira inversa, pois devido a maior capacidade de armazenar calor, a baía/oceano se resfria mais lentamente que o continente e este gradiente baía/oceano -continente provoca o deslocamento da massa de ar continental para a baía/oceano, resultando na brisa terrestre. Pelo fato do gradiente de temperatura entre a baía/oceano e continente ser menos intenso no período noturno, é comum observamos brisas de baía/marítimas mais intensas do que as brisas terrestres.

Todas estas características locais da BAI somadas com a atuação de fenômenos como a brisa marítima sugerem a formação de Camada Limite Interna nesta área costeira. E o fato de diversas indústrias estarem localizadas na região traz luz a problemas relacionados a ocorrência de alguns fenômenos de qualidade do ar discutidos anteriormente resultado da formação de CLI, como a fumigação (Portelli, 1982) e aprisionamento de pluma (Stunder e Sethuraman, 1985).

#### 5.4. Etapas da Investigação

O estudo da formação de CLI na região costeira da BAI da RMRJ será conduzido em 3 etapas: a primeira apresentará uma análise detalhada do campo de vento e temperatura em superfície com base nos dados coletados nas 6 estações meteorológicas da região (Figura 12) e no perfilador atmosférico SODAR para o período de 5 anos entre 2013 e 2017. Assim, pretende-se compreender o escoamento superficial do regime de brisa de baía existente na região e como ele atua no ciclo diário de temperatura da BAI. Para isso, serão apresentadas: rosas dos ventos das EMS para diversos horários do dia e para as quatro estações do ano, médias horárias sazonais de temperatura, bem como os perfis verticais médios das diversas variáveis meteorológicas extraídas do SODAR.

A segunda etapa consiste da seleção de um período para estudo de caso onde o regime de brisas de baía e terrestre seja observado por, pelo menos, 3 dias consecutivos na região costeira da BAI. Desta forma, pretende-se explorar a formação da Camada Limite Interna de forma mais detalhada, buscando obter uma descrição física das várias etapas da brisa da baía em função das principais forçantes, duração e estabilidades atmosféricas de cada evento observado. O uso das medidas do perfilador atmosférico SODAR/RASS trará o detalhamento da estrutura vertical de uma forma nunca antes realizada nem para RMRJ, nem para Brasil. No mundo, ainda existem poucos estudos nesse nível de detalhamento para regiões costeiras tropicais, e todos eles, assim como nos demais locais do globo, se limitam apenas a estudos de casos pontuais.

A terceira e última etapa será dedicada a reprodução numérica do estudo de caso citado na etapa anterior utilizando o modelo atmosférico de mesoescala WRF. Aqui, serão avaliadas algumas estratégias de modelagem encontradas na literatura (parametrizações, refinamentos na resolução vertical, etc.), o quanto seus resultados se aproximam dos

dados observados e se apenas com as configurações existentes é possível reproduzir o fenômeno da CLI. A sequência destas 3 etapas é apresentada na Figura 14 juntamente com as análises relacionadas a cada uma delas.

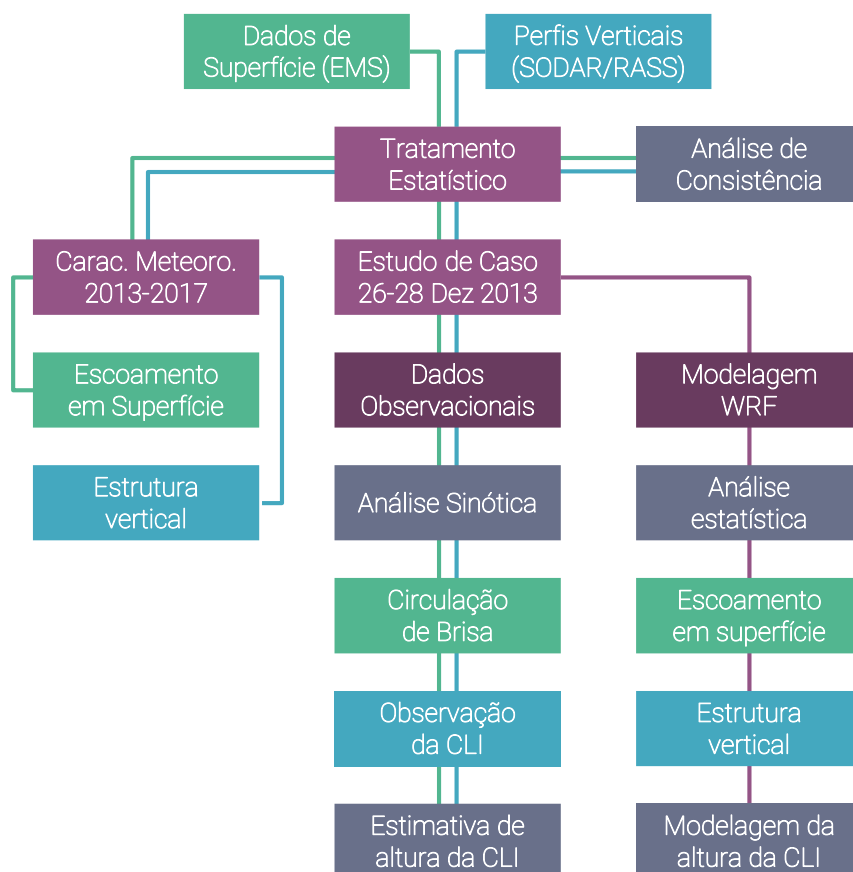


Figura 14 – Fluxograma das 3 etapas do estudo e suas respectivas análises.

Por se tratar de um grande volume de dados coletados nas EMS e SODAR/RASS em um período extenso, o primeiro passo é avaliar o quanto cada estação meteorológica possui de dados para o período proposto, e o quanto eles representam para sua região. Conforme destacado anteriormente, serão utilizados os dados horários coletados entre os anos de 2013 e 2017 nas estações SBSC (Costeira), A601 Seropédica (Vale), Engenheiro Pedreira (Serrana), A602 Marambaia (Restinga), Coroa Grande (Costa Norte) e Campo Grande (Vale Urbano). Nessa análise, serão apresentadas para as variáveis temperatura do ar à 2 m e velocidade do vento à 10 m medidas em cada EMS o período de medição, o percentual de dados válidos e ausentes, e seus valores mínimos, médios, máximos e

desvios. Dado o volume de dados, também são apresentados percentis de 5% afim de avaliar a série se atentando aos valores mais típicos em cada estação.

Para os dados obtidos via SODAR/RASS, serão feitas análises do percentual de dados válidos à cada 50 m até o nível de 600 m acima da superfície. Conforme comentado anteriormente, o período de dados se inicia no dia 01 de outubro de 2013 e termina no último dia de 2017. De maneira geral, verifica-se que os parâmetros a serem medidos e/ou estimados integram um pequeno grupo de variáveis que estão diretamente ligadas a microescala da região. São eles: a altura de rugosidade ( $z_0$ ), a altura da CLA ( $z_1$ ), a velocidade de fricção ( $u_*$ ) e o comprimento de Monin-Obukhov ( $L$ ). A exceção de  $z_0$ , todos estes parâmetros possuem estimativas diretas via SODAR/RASS. Porém, como indicado na literatura (Melas, 1993; Engelbart e Bange, 2002), é comum as sondagens acústicas não conseguirem o alcance necessário para determinar a altura da CLA, principalmente em condições convectivas (Gentau *et al.*, 1991). Além disso, por se tratar de um instrumento de sensoriamento remoto, existe um número elevado de incertezas em relação as suas medidas. Tanto que o *software* utilizado para extração dos dados coletados via SODAR/RASS (*Scintec APRun*<sup>1</sup>) realiza uma série de filtros e checagens para que o grau de confiabilidade das medidas seja satisfatório e confiável. Sendo assim, uma análise detalhada de quais situações o SODAR realiza ou não medições da CLA na BAI apresenta-se como uma importante tarefa para que as análises dos perfis verticais produzidos possam ser compreendidos de forma fidedigna a atmosfera local.

Como a frequência de medições do instrumento sofreu diversas variações durante o período de operação, além de outros pouco períodos em que o SODAR/RASS não

---

<sup>1</sup> APRun - Interface gráfica em sua versão 1.42 fornecida pela Scintec (fabricante do instrumento) para extração e processamento dos dados coletados pelo SODAR com extensão RASS. Maiores detalhes em <http://www.scintec.com/english/Web/Scintec/Details/A032012.aspx>

realizou nenhuma medida, o percentual de dados válidos foi calculado com base nas medidas existentes. Isto é, apresentará a quantidade de dados válidos coletados em cada nível dentro do número total de sondagens acústicas realizadas nesse período. Apenas para fazer um paralelo com o período total de medidas, também serão apresentados o número de dias de operação do perfilador vertical dentro deste período.

Sabendo das limitações das medições SODAR/RASS indicadas na Seção 3.2.1 e considerando que medidas deste tipo são mais representativas para o volume de atmosfera da região do que para o local de medição em específico (Garratt, 1990; Melas, 1993; Venkatesan *et al.*, 1995), serão apresentados nesta análise os perfis verticais médios de velocidade do vento, temperatura do ar e outras variáveis meteorológicas para que possamos caracterizar as condições atmosféricas da região da BAI. Os dados horários serão mediados nível a nível, e serão apresentados em médias horárias para que possamos observar a estrutura vertical da CLA ao longo das 24 horas que compõem o dia. Assim, espera-se identificar o horário de atuação das brisas marítima/terrestre, suas respectivas intensidades e capacidades de realizar as trocas de calor terra/mar, bem como, a formação de camada limite interna. Além das médias horárias, serão realizadas médias mensais para avaliar as variações sazonais dos perfis atmosféricos.

Apesar do *Scintec APRun* ser fornecido pelo fabricante do SODAR/RASS, todo o processamento de dados realizado no presente estudo foi feito através de programas computacionais próprios desenvolvidos em linguagem de programação simbólica via *Mathematica* (versão 10.3). O principal motivo para isso foram as limitações do *APRun* para realizações de análises integradas em diversos passos de tempo, além da impossibilidade da aplicação de outras parametrizações para algumas variáveis meteorológicas.

Outra vantagem do desenvolvimento de códigos próprios foi a implementação das bases de dados integrando os aqueles coletados nas 6 EMS, SODAR/RASS, produtos do Satélite MODIS, modelos de altura de CLI e, inclusive, os resultados do modelo atmosférico WRF (os últimos serão detalhados nas seções seguintes). Tudo isso, apresentado de modo dinâmico e georeferenciado.

## 5.5. Estudo de Caso

Buscando compreender a dinâmica de formação e dissipação da Camada Limite Interna especificamente na região costeira de Santa Cruz, foram selecionados alguns casos de ocorrência do fenômeno com base nos perfis de temperatura, vento e TKE coletados via SODAR/RASS. Estes casos foram selecionados para representar a formação de CLI em diversas condições sinóticas atuando sobre a RMRJ como: ZCAS, ASAS, pré frontais e frentes frias. A exceção da última, todos os casos apresentaram a atuação simultânea do regime de brisas local. Os casos aconteceram nos mais variados períodos do ano, porém o maior número deles foi registrado entre os meses de outubro e janeiro, ou seja, de meados da primavera até o início do verão.

### 5.5.1. Estimando a CLI na BAI

Além de poder observar pontualmente o regime de brisa – evento a evento, etapa a etapa, hora a hora – a seleção dos casos também considerou a aplicação de alguns modelos de altura de CLI utilizando apenas dados observacionais. Como visto na Seção 3.1.1, várias abordagens utilizando bases empíricas, resultados experimentais e relações de similaridade foram testadas de forma exaustiva para obtenção da altura da CLI (ver Van der Hoven, 1967; Peters, 1975; Raynor *et al.*, 1975; Gryning e Batchvarova, 1996). No entanto, nosso desafio aqui é também propor parâmetros simples que possam ser facilmente aplicados utilizando variáveis disponíveis em estações de monitoramento regulares. Logo, seguindo recomendações de Stunder e Sethuraman (1985), que testaram várias formulações usando dados de duas campanhas experimentais sob diferentes estabilidades atmosféricas, foram escolhidas as parametrizações de Weisman (1976) e

Raynor (1979) para aplicação nos casos pré-selecionados, respectivamente apresentadas nas equações (8) e (9).

A escolha dos modelos também teve base nos termos principais destas equações, onde a primeira (Weisman, 1976) tem como principal termo o fluxo de calor sensível em superfície ( $H_0$ ), e a segunda (Raynor, 1979) o gradiente de temperatura terra-mar. Atender todos os parâmetros solicitados em cada uma destas equações pode ser considerada uma tarefa árdua, uma vez que as redes regulares de monitoramento da atmosfera não possuem todo o instrumental utilizado em campanhas experimentais. Logo, para torna-las de uso viável, duas alterações estão sendo propostas no presente estudo. A primeira delas é o termo  $\beta$  da formulação de Weisman (1976) referente ao gradiente vertical de temperatura sobre o corpo d'água, que foi substituído pelo gradiente vertical de temperatura sobre a terra – também definido como  $\gamma$  na formulação de Raynor (1979) – extraído dos dados SODAR/RASS entre os níveis de 40 e 100 m. A outra alteração foi aplicada à segunda formulação (9), substituindo a temperatura do ar à 2 m sobre o corpo d'água ( $T_M$ ) pela temperatura da superfície do mar (TSM).

a) Fluxo de calor sensível

Conforme destacado anteriormente, a formulação para a altura da CLI descrita por Weisman (1976) é baseada no fluxo de calor sensível ( $H_0$ ). Seguindo recomendações de Melas (1993) frente as dificuldades que o SODAR/RASS possui em realizar medições contínuas para essa grandeza física, uma formulação alternativa também foi empregada com base no desvio padrão da componente vertical do vento ( $\sigma_w$ ) também fornecido nas sondagens acústicas,

$$H(z) = 1.9^{-3} \rho c_p (g/\theta)^{-1} \sigma_w^3 / \kappa z \quad (15)$$



onde  $\rho$  é a densidade do ar ( $1.225 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  é o calor específico à pressão constante ( $1004.67 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1}$ ),  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\theta$  é a temperatura potencial,  $\kappa$  é a constante de von Karman (0.4) e  $z$  é a altura em metros. Aplicando o método dos mínimos quadrados na Equação (15),  $H_0$  pode ser calculado com as medidas SODAR/RASS para  $\sigma_w$  em diferentes alturas  $z$ . A obtenção de séries contínuas de  $H_0$  é particularmente útil em diversas relações de escala local baseadas na Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) que podem, inclusive, serem utilizadas para atender demandas dos modelos de qualidade do ar (Melas, 1993).

b) Gradiente de temperatura terra-baía

Para avaliar os gradientes de temperatura entre a terra e a Baía de Sepetiba utilizados na formulação de Raynor *et al.* (1979), uma aproximação da composição temporal da TSM foi construída utilizando os produtos oriundos das imagens do satélite MODIS (*MODerate resolution Imaging Spectroradiometer*). Esta composição foi empregada para reproduzir o ciclo diário de temperatura na Baía de Sepetiba e permitir a solução do gradiente de temperatura terra-baía na formulação da CLI.

Como a TSM tem influência direta nos fenômenos de mesoescala como as circulações de brisas e o desenvolvimento de nuvens, sua melhor representação é fundamental para descrever as condições da camada limite superficial na modelagem atmosférica (Young e Sikora, 2003). A TSM é considerada um parâmetro com baixa variação temporal, não sofrendo grandes alterações de um dia para o outro. No entanto, seu comportamento diário pode produzir uma variabilidade significativa para estudos de brisa, e os métodos de composição são importantes ferramentas para considerar essa variação (Haines *et al.*, 2007).

Como um satélite de órbita polar, os resultados do MODIS Aqua fornecem observações em horários similares, podendo passar sobre uma determinada região uma ou duas vezes por dia. Oportunamente, as relações órbita-ponto do MODIS para região metropolitana do Rio de Janeiro ocorrem entre 16 e 18Z para as passagens diurnas e entre 04 e 06Z para as noturnas, correspondendo exatamente com os períodos de mínimos e máximas temperaturas diárias, respectivamente. Assim, a composição temporal foi construída utilizando uma interpolação polinomial para obtenção de valores horários de TSM para todos os períodos de estudo selecionados. Para obter uma maior representatividade do ciclo diário de TSM, além dos 3 dias do período de estudo, foram utilizadas imagens dos dias anterior e posterior para composição da função interpolada.

É importante ressaltar que o MODIS Aqua fornece seus resultados de TSM com uma resolução espacial aproximada de 1 km na forma de pixels, onde aqueles rotulados como nuvens foram interpolados espacialmente utilizando os pixels vizinhos. Retiradas as nuvens, a interpolação temporal foi aplicada para cada pixel. O valor a ser utilizado na formulação de Raynor *et al.* (1979) foi estabelecido através da média espacial entre os pixels no interior de uma área retangular definida para representar a TSM sobre a Baía de Sepetiba ( $44 \leftrightarrow 43.5^\circ\text{W}$  e  $23 \leftrightarrow 22.9^\circ\text{S}$ ). Essa área também foi utilizada para validar as imagens do MODIS, onde foram excluídas aquelas que tiveram a área retangular com menos de 70% dos seus pixels sem nuvens. Desta forma, pretende-se minimizar a influência da má escolha de um único pixel para o valor da TSM da Baía de Sepetiba, bem como outros efeitos locais que não representam a Baía como um todo.

### 5.5.2. Seleção do período de estudo

Visto a dificuldade na escolha e manipulação dos dados meteorológicos para possibilitar a aplicação das parametrizações existentes na literatura para a estimativa da altura da CLI, foram estabelecidos os seguintes critérios para escolha do estudo de caso:

- Apresentar o regime de brisas terrestre e de baía por, pelo menos, 3 dias consecutivos;
- Apresentar formação de CLI em, pelo menos, um dos dias avaliados;
- Sem atuação de sistemas de escala sinótica sobre a região;
- Possuir dados de TSM com, ao menos, 70% da área sobre a baía sem nuvens;
- Coexistência de dados meteorológicos para o período nas 6 EMS e SODAR/RASS;

Considerando todos os casos pré-selecionados no período entre outubro de 2013 e janeiro de 2016, apenas o período de 26, 27 e 28 de dezembro de 2013 conseguiu atender a todos os critérios listados acima. Desta forma, o período foi nomeado como Estudo de Caso no presente trabalho. O principal motivo que impossibilitou a seleção de outros casos foi a intermitência das medições do SODAR/RASS.

### 5.6. Modelagem Atmosférica

Conforme citado anteriormente, a terceira e última etapa deste estudo consiste em realizar uma simulação numérica do período selecionado no estudo de caso (Seção 5.5) através do modelo atmosférico WRF através do módulo ARW (Skamarock *et al.*, 2008). O principal objetivo aqui é avaliar o comportamento das principais variáveis meteorológicas durante a atuação do regime de brisas de baía e terrestre na região costeira da BAI, bem como o processo de formação e dissipação da CLI. Uma vez que o modelo se mostre capaz de reproduzir os fenômenos meteorológicos esperados, seus resultados

auxiliarão no entendimento do escoamento em todas as partes da região de estudo de forma tridimensional, ampliando a descrição da etapa anterior feita com base apenas em dados pontuais das EMS e das sondagens acústicas SODAR/RASS.

#### 5.6.1. Parametrizações no modelo WRF

O modelo atmosférico WRF baseia-se nas equações de *momentum*, calor e massa (Skamarock *et al.*, 2008) e têm nas parametrizações de Camada de Superfície e de Camada Limite Atmosférica (CLA) a representação dos mais importantes processos físicos para descrever a forma dos perfis verticais de vento e temperatura próximos à superfície (Floors *et al.*, 2013). As parametrizações de CLA existentes no WRF modelam a divergência do fluxo turbulento de duas formas diferentes com base na ordem de fechamento de suas equações: o de primeira ordem e o de ordens superiores. Para representar os dois grupos, o presente estudo utilizará o esquema de primeira ordem de Yonsei University YSU (Hong *et al.*, 2006) e o esquema de ordem 1,5 de Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino MYNN (Nakanishi e Niino, 2009).

##### a) Esquema YSU (CLA)

Um escoamento atmosférico descrito através das componentes de velocidade ( $u$ ,  $v$  e  $w$ ) em uma grade regular ( $x$ ,  $y$  e  $z$ ), normalmente têm seus termos decompostos em partes médias ( $U$ ,  $V$  e  $W$ ) e turbulentas ( $u'$ ,  $v'$  e  $w'$ ). Desta forma, o esquema YSU descreve os fluxos turbulentos de momento com base na Teoria K modificada,

$$\overline{u'w'} = -K_m \left( \frac{\partial U}{\partial z} - \gamma_c \right) - \overline{u'w'}_h \left( \frac{z}{h} \right)^3, \quad (16)$$

$$\overline{v'w'} = -K_m \left( \frac{\partial V}{\partial z} - \gamma_c \right) - \overline{v'w'}_h \left( \frac{z}{h} \right)^3, \quad (17)$$

onde  $z$  é a altura acima do solo,  $\gamma_c$  é a correção do gradiente local para incluir a mistura não-local, e  $\overline{u'w'}_h$  e  $\overline{v'w'}_h$  representam os fluxos de entranhamento no topo da CLA (altura  $h$ ). Nesse esquema, os valores para difusividade turbulenta ( $K_m$ ) são prescritos diretamente como

$$K_m = u_* \kappa z \phi_m^{-1} \left( 1 - \frac{z}{h} \right)^2, \quad (18)$$

onde  $u_*$  é a velocidade de fricção,  $\kappa$  é a constante de von Kármán e  $\phi_m$  é o cisalhamento do vento adimensional,

$$\phi_m = \left( \frac{\kappa z}{u_*} \right) \frac{\partial U_z}{\partial z}, \quad (19)$$

sendo  $U_z$  a magnitude do vetor vento. O cisalhamento adimensional é função do parâmetro de estabilidade  $z/L$  (Businger *et al.*, 1971), com o comprimento de Obukhov escrito como

$$L = - \frac{u_{*0}^3}{\kappa (g/\theta_0) (\overline{w'\theta'_v})_0}, \quad (20)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\theta$  é a temperatura potencial e  $\overline{w'\theta'_v}$  é o fluxo de calor cinemático. Os termos subscritos 0 e  $v$  denotam, respectivamente, valor em superfície e quantidade virtual.

Para situações instáveis, podemos reescrever por (18) a escala de velocidade como

$$w_s = \left( u_{*0}^3 + 8 \kappa w_{*b}^3 \frac{z}{h} \right)^{1/3}, \quad (21)$$

onde  $w_{*b}$  é a escala de velocidade convectiva,  $[(g/\theta_0)(\overline{w'\theta'_v})_0 h]^{1/3}$ .

O esquema YSU tem se destacado em diversos estudos de modelagem de mesoescala, tanto que a versão mais atual do modelo WRF (v3.9, abril de 2017) utiliza o esquema em sua configuração padrão (*default*). Isso, devido a constantes atualizações de suas parametrizações e sua grande utilização em diversos estudos. Uma das mais importantes modificações está relacionada à dependência do número de Rossby frente à um número de Richardson crítico para determinação da altura da CLA e do perfil vertical da difusividade turbulenta (Hong, 2010).

b) Esquema MYNN (CLA)

Diferentemente do anterior, este esquema tem base nas parametrizações de Mellor-Yamada para o prognóstico da TKE (Mellor e Yamada, 1982), que também utiliza a Teoria K para suas equações

$$\overline{u'w'} = -K_m \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right), \quad (22)$$

$$\overline{v'w'} = -K_m \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right). \quad (23)$$

No entanto, aqui a difusividade turbulenta é escrita em função de uma escala de comprimento ( $l$ ) e da função de estabilidade ( $S$ ), descritas em (Nakanishi e Niino, 2009):

$$K_m = l q S , \quad (24)$$

onde  $q = \sqrt{2 e}$  traz para o problema o campo da TKE descrita por  $e$ . A escala de comprimento  $l$ , por sua vez, é função da estabilidade atmosférica e é calculada através das escalas de comprimento: da camada superficial ( $\sim \kappa z$ ), da flutuabilidade de massa na CLA (*bulk*), da própria altura da CLA.

Nos modelos de Mellor-Yamada,  $q$  tem sua própria equação prognóstica dada por

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{q^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left[ l q S \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{q}{2} \right) \right] = -\overline{u'w'} \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right) - \overline{v'w'} \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right) + \frac{g}{\theta_0} \overline{w'\theta'_v} + \epsilon , \quad (25)$$

onde  $t$  representa o tempo no 1º termo e, completando o lado esquerdo, temos a advecção vertical de TKE no 2º termo. Do outro lado, temos a produção de cisalhamento nos dois primeiros termos, seguidos pela produção/destruição térmica e, por fim, o termo referente a dissipação da TKE:

$$\epsilon \propto \frac{q^3}{l} . \quad (26)$$

Note que, a TKE é advectada horizontalmente apenas como um traçador passivo. Isso pode ser uma importante desvantagem para descrever condições de grande heterogeneidade de TKE como aquelas observadas durante as brisas, onde a difusividade próxima a superfície não é capaz de representar corretamente a difusão no topo da CLA (Floors *et al*, 2013).

c) Esquema de Monin-Obukhov (Superfície)

No modelo WRF, as trocas realizadas entre a superfície e a atmosfera são calculadas através das parametrizações de Camada de Superfície que, de modo geral, tem base no método de *bulk* utilizando a Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO). Logo, nesta camada os fluxos de *momentum* e calor são assumidos constantes com a altura. Assim, a tensão de cisalhamento ( $\tau$ ), o fluxo de calor sensível ( $H$ ) e o fluxo de calor latente ( $L_v E$ ) próximos à superfície são usados para estimar as condições em toda camada superficial,

$$\tau = \rho u_{*0}^2 , \quad (27)$$

$$H = -\rho c_p u_{*0} \theta_{*0} , \quad (28)$$

$$L_v E = L_v \rho u_{*0} q_{*0} , \quad (29)$$

onde  $\rho$  é a densidade do ar,  $c_p$  é o calor específico do ar,  $L_v$  é o calor latente de vaporização e, por fim,  $\theta_{*0}$  e  $q_{*0}$  são as escalas turbulentas de temperatura e umidade na superfície, respectivamente. Como o regime de brisas e, conseqüentemente, a formação de CLI estão diretamente ligadas os fluxos de momento, também é importante apresentar aqui como o modelo resolve a velocidade de fricção,

$$u_{*0} = \frac{\kappa U_{z1}}{\ln(z_1/z_0) - \psi_m(z_1/L)} , \quad (30)$$

sendo  $z_1$  a altura do primeiro nível vertical do modelo acima da superfície,  $U_{z1}$  é a magnitude da velocidade do vento na altura  $z_1$ ,  $z_0$  é o comprimento de rugosidade e  $\psi_m$  representa o efeito da estabilidade atmosférica, obtido integrando a Equação (19) em relação à altura.



Como as parametrizações de CLA e Camada de superfície necessitam estar alinhadas – isto é, as seleções das mesmas devem ser feitas obrigatoriamente em conjunto – o presente estudo utilizará apenas o esquema de Monin-Obukhov para Camada Superficial, uma vez que esta atende a todos os requisitos de ambos esquemas de CLA. Para maiores detalhes sobre a implementação numérica deste esquema podem ser encontrados em Jiménez *et al.* (2012), onde a remoção de diversos limites não físicos mostrou-se capaz de promover uma representação mais realística da camada de superfície quando comparados à dados de monitoramento.

d) Demais parametrizações

Além das supracitadas, ainda se faz necessária a escolha de mais outras quatro parametrizações para execução do WRF: duas referentes a formação de nuvens e outras duas relacionadas às transferências radiativas existentes na atmosfera terrestre. Para evitar maiores discrepâncias, estes esquemas serão mantidos fixos em todas as simulações utilizando a configuração padrão do modelo (*default*) conforme apresentado na Tabela 2.

Tabela 2 - Conjunto de parametrizações físicas padrão utilizadas nas simulações com WRF.

Parametrização	Opção
Cúmulos	Betts-Miller-Janjic
Microfísica de Nuvens	WSM 3-class simple ice
Radiação de Onda Curta	Dudhia
Radiação de Onda Longa	RRTM
Camada Limite Atmosférica	YSU
Superfície	Monin-Obukhov

## 5.6.2. Configurações do modelo atmosférico

### a) Condições iniciais e de contorno

Para realizar as simulações do estudo de caso, o WRF foi inicializado com dados meteorológicos globais provenientes das análises do modelo global GFS (*Global Forecast System*) do NCEP (*National Centers for Environment Prediction*), livremente disponíveis em <https://nomads.ncdc.noaa.gov/data/gfsan/> para períodos a partir de 01 de Janeiro de 2007. Este modelo é inicializado com uma base de dados composta por observações de superfície e altitude recolhidas globalmente. A aquisição dos dados observados é feita *pele Global Telecommunications System* (GTS) of WMO disponível em [http://www.wmo.int/pages/prog/www/TEM/index\\_en.html](http://www.wmo.int/pages/prog/www/TEM/index_en.html).

Com uma resolução espacial horizontal de  $0,5^\circ$  (~55 km, na região de estudo) e uma resolução temporal de 6 horas (00, 06, 12 e 18Z), o GFS ainda disponibiliza as previsões para 3 e 6 horas de cada um dos 4 resultados diários. Assim, no presente estudo o WRF foi configurado com uma resolução temporal de 3 horas onde foram utilizadas as análises do GFS para as 00, 06, 12 e 18Z e suas respectivas previsões para 3h, resultando em 03, 09, 15 e 21Z.

### b) Grades aninhadas

Seguindo recomendações de Floors *et al.* (2013) para se obter a melhor representação do regime de brisas e formação de CLI, a grade mais refinada do WRF foi definida com 500 m de resolução espacial horizontal. Para isso, respeitando sempre o decaimento de 1 para 3, outras 4 grades aninhadas foram resolvidas em conjunto para que as condições iniciais e de contorno do GFS chegassem à última grade sem propagação de erro numéricos. Assim, foram definidos os domínios 1, 2, 3, 4 e 5, todos centrados na localização do SODAR/RASS ( $22,899576^\circ\text{S}$ ,  $43,733023^\circ\text{O}$  📍) e com resoluções

horizontais de 40.500, 13.500, 4.500, 1.500 e 500 m, respectivamente. O maior domínio (D1) no modelo WRF recebe as informações do modelo global GFS, realiza seus cálculos e os repassa ao domínio seguinte (D2). O mesmo processo se repete até o último domínio (D5). As espacializações destes domínios, bem como os detalhes de cada um deles, são apresentadas na Figura 15.

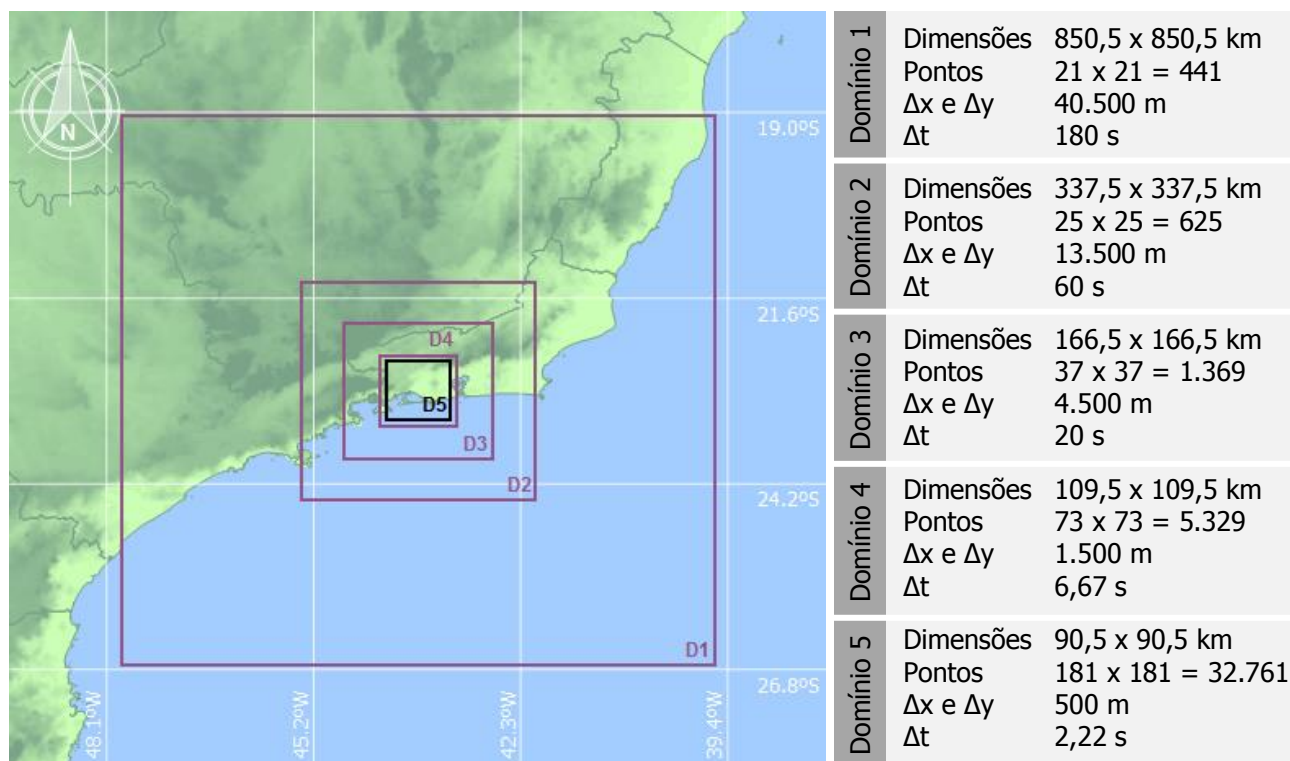


Figura 15 – Posicionamento das 5 grades aninhadas utilizadas nas simulações do estudo de caso no modelo WRF. Todos os domínios estão centrados na posição do SODAR/RASS.

Por se tratar de uma região tropical, foi utilizada a projeção Mercator afim de minimizar a distorção da área de interesse, principalmente nas pequenas áreas representadas no domínio de maior resolução D5 (Paiva *et al*, 2014). A base de dados geográficos foram extraídas do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, <https://modis.gsfc.nasa.gov/>) que possui 21 categorias de cobertura e uso do solo e resoluções espaciais que variam de acordo com o domínio aplicado. No caso do presente estudo, foram utilizadas as bases de 10', 5', 2', 30'' e 30'', respectivamente para os domínios de 1 a 5.

c) Níveis verticais

Na modelagem atmosférica a discretização dos níveis verticais é uma etapa crucial para uma boa estimativa das trocas de massa e energia entre a superfície, a baixa e a alta atmosfera. O modelo WRF descreve seus níveis através do sistema de coordenadas  $\eta$  que representam o perfil atmosférico acompanhando a topografia e suavizando suas variações horizontais. Para isso, utiliza uma função definida pela componente hidrostática da pressão, a pressão na superfície e a pressão no topo do modelo em 50 hPa (Lo *et al.*, 2008). Seu valor máximo é 1 na superfície e 0 no topo da atmosfera.

Resolver as menores estruturas da atmosfera com acurácia exige o uso de altas resoluções verticais. No entanto, também é importante considerar a relação das resoluções horizontal e vertical, que não podem ser demasiadamente grandes para evitar problemas numéricos, especialmente nos gradientes horizontais (Mahrer, 1984). A configuração padrão do WRF utiliza de 28 níveis verticais, sendo o primeiro nível à, aproximadamente, 80 m acima da superfície. Como no presente estudo estamos avaliando um escoamento particular muito próximo à superfície, além da configuração padrão do modelo, serão realizadas simulações com 48 e 52 níveis verticais. A distribuição destes níveis é apresentada na Figura 16.

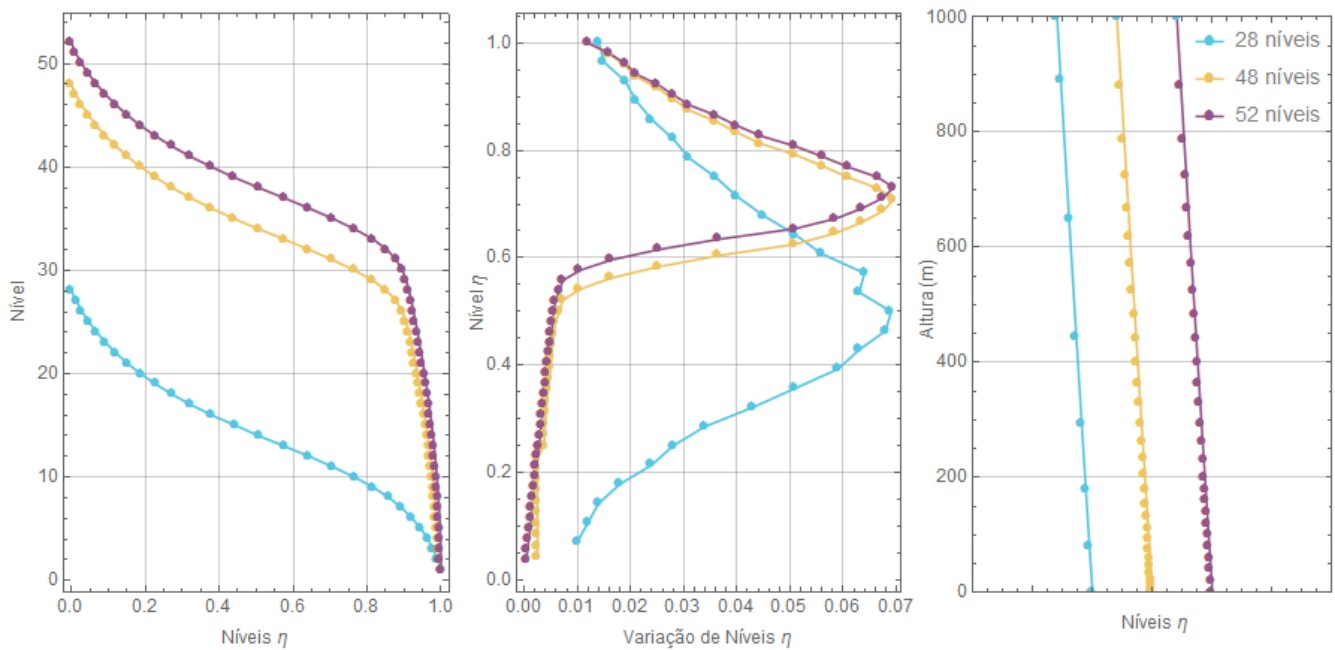


Figura 16 – Distribuições dos níveis verticais propostas para as simulações com WRF.

Note que tanto o caso de 48 quanto o de 52 níveis preservam a distribuição padrão do WRF (28 níveis) ao longo da camada (ver lado esquerdo da Figura 16). Em ambos os casos o incremento de níveis foi realizado apenas na porção mais próxima à superfície com o objetivo principal de gerar resultados mais detalhados do escoamento nesta região. Tal refinamento também permitirá comparar os resultados nível a nível com as medições das sondagens acústicas, além de permitir avaliar a altura de influência das parametrizações de CLA empregadas. Isso, porque estas são aplicadas apenas no nível 0 ( $\eta=1$ ). Do primeiro nível em diante, são resolvidas as equações de conservação de massa, *momentum* e energia. Logo, quanto mais próximo à superfície está o segundo nível, menos influência das parametrizações de CLA são esperadas.

Ainda na Figura 16 (lado direito), podemos observar em detalhes como a discretização vertical foi realizada para cada caso até os primeiros 1.000 m acima da superfície (maiores detalhes estão apresentados na Tabela 3). Com apenas 6 níveis  $\eta$  abaixo dos primeiros 1.000 m da coluna atmosférica, a configuração Padrão do WRF (28 níveis) tem seu primeiro nível à, aproximadamente, 81 m acima da superfície. Seu segundo nível

está à 178,26 m, produzindo a menor distância entre os níveis verticais ( $\Delta Nív_{min}$ ) deste caso, 97,63 m. Assim, considerando que a domínio horizontal mais refinado (D5) apresenta um espaçamento entre os pontos de sua malha de 500 m (Figura 15), a relação entre as resoluções horizontal e vertical (Mahrer, 1984) apresenta um valor considerado muito baixo ( $\sim 5$ ), garantindo a precisão numérica nesta simulação. Para os objetivos desse estudo, espera-se que apenas essa discretização não será capaz de reproduzir os campos meteorológicos de forma tão detalhada como aquelas monitoradas com SODAR/RASS. Porém, trata-se de uma boa referência para os demais casos utilizando uma configuração amplamente utilizada e estudada em diversas áreas da meteorologia.

Tabela 3 – Detalhamento dos níveis verticais para o WRF.

Casos	Var	Nível 1	Nível 2	$\Delta Nív_{min}$	$\Delta Nív_{méd}$
28 níveis (Padrão)	$\eta$	0.9900	0.9780	0.012	0.0381
	z (m)	80.63	178.26	97.63	636.11
48 níveis (Conservador)	$\eta$	0.9975	0.9950	0.0024	0.0217
	z (m)	20	40	20	360.92
52 níveis (Refinado)	$\eta$	0.9996	0.9990	0.0006	0.02
	z (m)	3.22	8.05	4.83	332.38

Os casos envolvendo as discretizações verticais propostas nesse estudo foram nomeados como Conservador (48 níveis) e Refinado (52 níveis) de acordo com suas respectivas relações entre as resoluções horizontal e vertical. Com 25 níveis nos primeiros 1.000 m, o Caso Conservador foi planejado para extrair resultados à cada 20 m até os 200 m acima da superfície, até  $\eta=0,8$  foram inseridos níveis utilizando uma função exponencial e, desta altura em diante, foram utilizados os mesmos níveis do Caso Padrão. Assim, pretende-se ter medidas em níveis semelhantes ao SODAR/RASS para uma comparação direta dos resultados do modelo.

O nome Conservador foi atribuído por manter a relação entre as resoluções da ordem de 25, valor considerado seguro a instabilidades numéricas. O Caso Refinado, por sua vez, utiliza a mesma metodologia do Caso Conservador, porém utilizando a função exponencial até a superfície. Desta forma, o menor intervalo de níveis se apresentou como 4,83 m produzindo relações entre as resoluções de, aproximadamente, 100. Valores dessa ordem são considerados altos e podem trazer certa instabilidade numérica ao problema. No entanto, a resolução foi mantida para podemos avaliar o quanto existe de melhora nos resultados refinando ao máximo a resolução vertical.

d) Período de simulação

Para os 3 dias do estudo de caso, foram realizadas simulações iniciando no dia 25 de dezembro de 2013 às 12:00Z até o dia 29 de dezembro de 2013 às 06:00Z. Considerando o fuso horário oficial de Brasília adotado para o estado do Rio de Janeiro [Hora Local (HL) = Hora Zulu (HZ) - 3] e que neste período a região estava sob regência do Horário Brasileiro de Verão (HL + 1), temos um total de 14 horas de simulação anteriores ao efetivo período de estudo. Esse intervalo foi proposital para atender as dificuldades intrínsecas da estabilização numérica dos dados globais do GFS aos domínios usados neste estudo. Este é o período conhecido como *spin up*. Uma vez que os campos tenham se ajustado e seus resultados se tornem mais estáveis, o WRF pode ser estimulado de uma maneira particular tornando seus resultados mais confiáveis, dentro dos limites que podem ser documentados.

Como citado anteriormente, a resolução temporal dos dados de entrada do GFS foram de 3 horas. O modelo WRF, por sua vez, foi configurado para extrair seus resultados a cada 1 hora para os domínios 1, 2, 3 e 4, e a cada 10 minutos para o domínio mais refinado (D5) alinhando com a resolução temporal do SODAR/RASS. Por se tratar

de uma região costeira, o módulo de atualização da temperatura da superfície do mar (TSM) foi habilitado.

e) Estratégias de simulação

Buscando organizar os cenários apresentados nas seções anteriores, são apresentados na TABELA todas as configurações das simulações realizadas no modelo atmosférico WRF.

Tabela 4 – Sumário das simulações do Estudo de Caso com modelo atmosférico WRF.

	Código	Condições de Contorno	Esquema CLA	Esquema Superfície	Níveis Verticais	
1	Y28	GFS	YSU	TSMO	28	Padrão WRF
2	Y48	GFS	YSU	TSMO	48	Conservador
3	Y52	GFS	YSU	TSMO	52	Refinado
4	M28	GFS	MYNN	TSMO	28	Padrão WRF
5	M48	GFS	MYNN	TSMO	48	Conservador
6	M52	GFS	MYNN	TSMO	52	Refinado

### 5.6.3. Métodos de avaliação

As simulações produzidas com modelo atmosférico WRF foram avaliadas através dos resultados horários de temperatura do ar, direção e velocidade do vento extraídas dos resultados do domínio mais refinado (500 m de resolução) nos pontos de grade mais próximos das estações SBSC (Costeira), A601 Seropédica (Vale), Engenheiro Pedreira (Serrana), A602 Marambaia (Restinga), Coroa Grande (Costa Norte) e Campo Grande (Vale Urbano). Seguindo recomendações de Hanna e Yang (2001), realizou-se uma avaliação quantitativa por meio dos índices estatísticos Bias e RMSE confrontando diretamente os dados monitorados das EMS com os resultados do modelo WRF. Nesta análise estatística estão excluídos os resultados dos horários destinados ao *spin-up* do modelo.



O mesmo método também foi aplicado para os dados SODAR/RASS afim de verificar o quanto a estrutura vertical da atmosfera nas simulações do modelo WRF se aproximam do perfil observado nas sondagens acústicas. Para esta comparação, foram selecionados os níveis de 50, 100, 200 e 400 m acima do solo.

O índice estatístico Bias (31) – também conhecido como Viés ou Erro Médio, em português – define-se pela média da diferença entre  $N$  valores estimados ( $\varphi_E$ ) e observados ( $\varphi_O$ ), sendo  $\varphi' = \varphi_E - \varphi_O$ . Este índice pode variar de infinito negativo a infinito positivo e seu valor ideal é 0. No entanto, pode-se atingir esse valor mesmo para uma previsão ruim, caso ocorram erros compensatórios. O valor correspondente possui as mesmas dimensões físicas da variável avaliada.

$$b = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \varphi'_i \quad (31)$$

A raiz do erro quadrático médio (*Root Mean Square Errors* – RMSE) estima estatisticamente a magnitude dos erros das estimativas do modelo (Equação (32)). Como trata-se de uma média quadrática, erros maiores possuem maior influência sobre o valor final, fazendo deste índice uma medida conservadora do erro. O RMSE tem seu valor ideal igual a 0 e pode variar até o infinito, sendo que o valor correspondente possui as mesmas dimensões físicas da variável avaliada.

$$RMSE = \left( \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\varphi'_i)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (32)$$

Como a direção do vento é dada em graus variando com giro horário (positivo) de 0 à 360° (Norte geográfico), o desvio absoluto da direção não deve exceder os 180° para

evitar que os desvios positivos (horários) anulem os negativos (anti-horários), e vice versa. Para isso,  $\varphi'$  deve ser reescrito da seguinte maneira

$$\varphi' = (\varphi_E - \varphi_O) \left( 1 - \frac{360}{|\varphi_E - \varphi_O|} \right), \text{ se } |\varphi_E - \varphi_O| > 180^\circ \quad (33)$$

Além desta análise quantitativa, serão feitas análises qualitativas comparando os perfis verticais obtidos nas estimativas do WRF e nas sondagens SODAR/RASS. Os resultados do modelo também serão extraídos do domínio mais refinado (D5) no ponto de grade mais próximo do instrumento.

## 6. Resultados e Discussão

### 6.1. Caracterização Meteorológica

Neste capítulo são apresentados resultados referentes aos dados de temperatura do ar e direção e velocidade do vento monitorados nas EMS na BAI, bem como os perfis atmosféricos coletados via SODAR/RASS. O principal objetivo aqui é caracterizar o escoamento atmosférico próximo à superfície nesta região costeira, identificando os padrões de circulação atuantes e seus respectivos horários, intervalos, intensidades e impactos. Assim, este conhecimento consolidado sobre a região servirá de base para as análises seguintes referentes a formação de CLI próxima a linha de costa.

Primeiramente é feita uma análise da consistência dos dados meteorológicos, onde são discutidas as condições de operação das EMS e do sensor remoto SODAR/RASS. Em seguida, com base nos dados da EMS, é apresentada uma análise do escoamento atmosférico da região costeira e seus respectivos impactos no campo térmico que, por sua vez, regula o regime de brisa de baía/terrestre. Por fim, são apresentados os perfis médios de diversos parâmetros meteorológicos oriundos das medições SODAR/RASS, onde a estrutura vertical da camada superficial na BAI é conhecida e caracterizada com base nos ciclos diários e sazonais. É importante destacar que todas as análises dessa seção contemplam 5 anos de dados consecutivos (2013-2017) que, apesar de não responderem em carácter climatológico, possuem um grande volume de dados observacionais e, conseqüentemente, uma boa representatividade para região costeira da Baía de Sepetiba.

### 6.1.1. Consistência dos dados meteorológicos

#### a) Estações de Superfície

Conforme apresentado na Figura 12 (Metodologia), a distribuição espacial das estações ao redor da Baía de Sepetiba e nos vales Órgão/Mendanha e Mendanha/Pedra Branca se mostrou representativa para região da BAI, abrangendo todo litoral e as possíveis trajetórias das brisas de baía e terrestre. Se ainda existe uma região carente de monitoramento atmosférico na BAI, esta região seria a porção sudoeste da baía (porção final da Restinga da Marambaia). Além disso, um monitoramento contínuo na área central da Baía de Sepetiba através de boias oceanográficas trariam significantes contribuições ao problema do gradiente de temperatura existente entre a Baía e o Oceano Atlântico.

Na Tabela 5 são apresentadas informações sobre os dados coletados nas 6 EMS selecionadas para o presente estudo: Coroa Grande (Costa Norte), Engenheiro Pedreira (Serrana), SBSC (Costeira), A602 Marambaia (Restinga), A601 Seropédica (Vale) e Campo Grande (Vale Urbano). Como destacado anteriormente, apenas as estações Costeira, Vale e Restinga seguem os padrões internacionais de instalação e operação regulamentados pela OMM. E isso fica evidente ao observarmos os respectivos percentuais de dados válidos de temperatura do ar e velocidade do vento para o período de estudo (01/01/2013–31/12/2017), onde estas estações apresentaram monitoramento das variáveis atmosféricas em quase todos os horários monitorados. Obviamente deve-se destacar a ausência de dados na parte final do período de estudo para as estações Serrana, Costa Norte e Vale Urbano, resultante da indisponibilidade dos mesmos no portal virtual do INEA durante a execução deste trabalho.

Tabela 5 – Consistência dos coletados no período 2013-2017 nas EMS localizadas na BAI.

	Costeira		Vale		Serrana		Costa Norte		Restinga		Vale Urbano	
	T (°C)	U (m/s)	T (°C)	U (m/s)	T (°C)	U (m/s)	T (°C)	U (m/s)	T (°C)	U (m/s)	T (°C)	U (m/s)
Total de Dados	43.618	43.623	42.661	42.662	32.762	32.457	27.103	26.584	42.964	42.496	31.123	27.184
Dados Válidos	99,5%	99,5%	97,3%	97,3%	74,8%	74,1%	61,8%	60,7%	98,0%	97,0%	71,0%	62,0%
Dados Ausentes	0,5%	0,5%	2,7%	2,7%	25,2%	25,9%	38,2%	39,3%	2,0%	3,0%	29,0%	38,0%
Data Inicial	01/01/2013 00h		01/01/2013 00h		01/01/2013 00h		27/01/2013 23h		01/01/2013 00h		01/01/2013 00h	
Data Final	31/12/2017 23h		31/12/2017 23h		31/12/2016 23h		31/12/2016 23h		31/12/2017 23h		31/05/2017 23h	
Valor Mínimo	11,0	0,00	10,2	0,00	10,8	0,40	2,1	0,00	11,7	0,00	14,4	0,20
Valor Médio	23,9	3,33	24,0	2,19	25,2	1,74	25,2	4,25	23,4	3,39	28,0	1,65
Valor Máximo	40,0	15,95	41,3	19,80	42,8	8,20	43,7	42,60	41,3	18,20	45	7,00
Desvio Padrão	4,3	2,12	4,7	1,58	5,3	1,20	5,3	8,46	3,9	2,26	4,9	0,95
Calmaria	---	8,38%	---	9,15%	---	1,11%	---	8,49%	---	6,06%	---	0,02%
Mínimo (95%)	17,0	0,00	17	0,00	17,5	0,40	18,2	0,40	17,7	0,00	21,0	0,50
Médio (95%)	23,0	3,09	23,6	1,90	24,4	1,40	24,3	1,30	23,0	3,00	27,4	1,40
Máximo (95%)	32,0	7,20	32,8	5,20	35,1	4,10	35,6	30,70	30,6	7,50	37,6	3,50

Analisando os dados de temperatura do ar e velocidade do vento coletados nas EMS, observa-se uma grande semelhança entre as medidas das 6 estações com valores mínimos, médios e máximos de magnitudes similares. A exceção se apresenta apenas nos dados da estação Costa Norte, com temperatura mínima cerca de 8°C abaixo das demais estações e os maiores valores para velocidades do vento média e máxima. Essa discrepância no vento é tão significativa que também se apresenta na análise considerando o percentil de 95% dos dados, mostrando uma certa incompatibilidade destes dados com os demais apresentados para BAI.

De modo geral, observam-se temperaturas do ar médias próximas aos 23°C, com mínimas e máximas de 17°C e 32°C, respectivamente, e extremos entre 10 e 42°C. O destaque neste campo térmico é a estação Vale Urbano que apresentou valores de 15 à 30% mais elevados que as demais estações, já dando indícios de ser a região mais quente da BAI. No que tange o campo de vento da região costeira da Baía de Sepetiba, observaram ventos calmos com velocidades médias da ordem de 3 m/s contra 1,5 m/s observados no interior dos vales.

#### b) Perfis Verticais

Antes de apresentar os perfis médios das variáveis meteorológicas estimadas pelo SODAR/RASS faz-se necessário avaliar o alcance vertical destas medições e sua relação de dados válidos/ausentes para que possamos identificar quais padrões atmosféricos estarão sendo representados nos resultados seguintes. Na literatura, não foram encontrados estudos do gênero para sondagens acústicas, uma vez que o grande volume de dados e a complexidade das informações extraídas limitaram seu uso apenas para estudos de caso que avaliam pontualmente alguns eventos meteorológicos. No entanto, os perfis verticais médios das principais variáveis meteorológicas são muito bem

conhecidos utilizando outros métodos de medição para outras regiões do mundo, ressaltando a importância desta análise para o conhecimento da circulação atmosférica local da BAI na RMRJ.

Sendo assim, são apresentados na Figura 17 e na Figura 18 os percentuais de dados válidos de temperatura do ar e velocidade do vento para todo período de estudo, de 01 de outubro de 2013 à 31 de dezembro de 2017, avaliados nas 24 horas que compõem o ciclo diurno (Figura 17) e nos 12 meses que integram o ano (Figura 18). A escala varia da ausência total de dados medidos (0%) até a observação completa esperada para o período (100%), e foi distribuída para cada nível de medição (10 m) desde o nível de 40 m até os 400 m. Conforme mencionado anteriormente, o SODAR/RASS foi configurado para realizar medidas até os 720 m de altura. Porém, como não houveram percentuais de dados válidos superiores à 1% nos níveis mais elevados, tomou-se o domínio de análise até os 600 m.

De maneira geral, as maiores densidades de medições (>70%) foram observadas até, aproximadamente, 200 m de altura. À medida que nos distanciamos da superfície, esta quantidade diminui consideravelmente para valores da ordem de 40% até 400 m, e inferiores à 10% até os 600 m de altura. Esta perda de sinal nos níveis mais altos é explicada pelas condições convectivas típicas da atmosfera tropical que promovem grande mistura na CLA e dificultam a detecção das inhomogeneidades de pressão. Além disso, a grande quantidade de partículas e aerossóis suspensos nessa atmosfera local (sais marinhos, poluentes, etc.) atenuam os sinais emitidos e refletidos, impedindo que o caminho sensor-atmosfera-sensor seja completo.

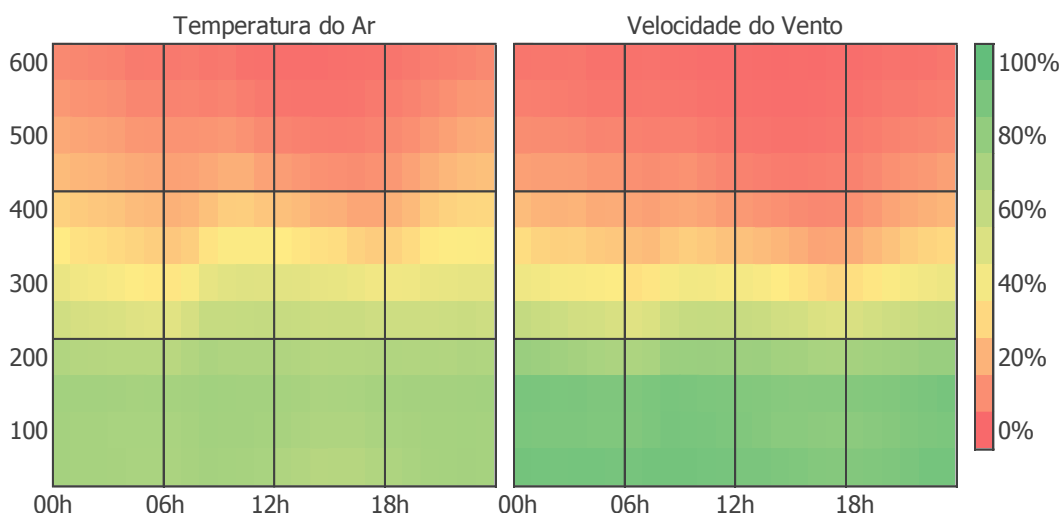


Figura 17 – Percentual horário de dados válidos de Temperatura do Ar e de Velocidade do Vento medidos nível a nível via SODAR/RASS no período entre 2013 e 2017.

Avaliando especificamente o ciclo diário das sondagens acústicas (Figura 17), observam-se nos níveis próximos à superfície (até 200 m) maiores dificuldades nas medições de temperatura do ar quando comparadas as medições de velocidade do vento. Nessa primeira camada, as sondagens acústicas conseguiram realizar medidas válidas de velocidade do vento em 89% do período avaliado, contra 74% das medidas de temperatura do ar. Nos níveis superiores, a situação se inverte e as medições da variável térmica passam a superar suavemente as medições de velocidade do vento. Isso se explica pela instabilidade da técnica de medição do SODAR/RASS para velocidades acima de 12 m/s, que usualmente filtra estas medidas para manter o grau de confiança elevado (Neff e Coulter, 1986; Shurygin *et al.*, 2000).

Ainda sobre o ciclo diário de medidas válidas, não foram observadas variações significativas ao longo do dia, há exceção dos horários próximos ao nascer e pôr do sol, onde algumas perdas de dados são observadas nos níveis próximos à 400 m. Possivelmente, algo relacionado as variações de estabilidade atmosférica típicas destes horários. Vale ressaltar a importância destes dados, uma vez que as principais trocas entre a superfície e a atmosfera adjacente é realizada justamente nessa região e, como



observado, as medições SODAR/RASS se mostraram bastante representativas em relação ao período de estudo.

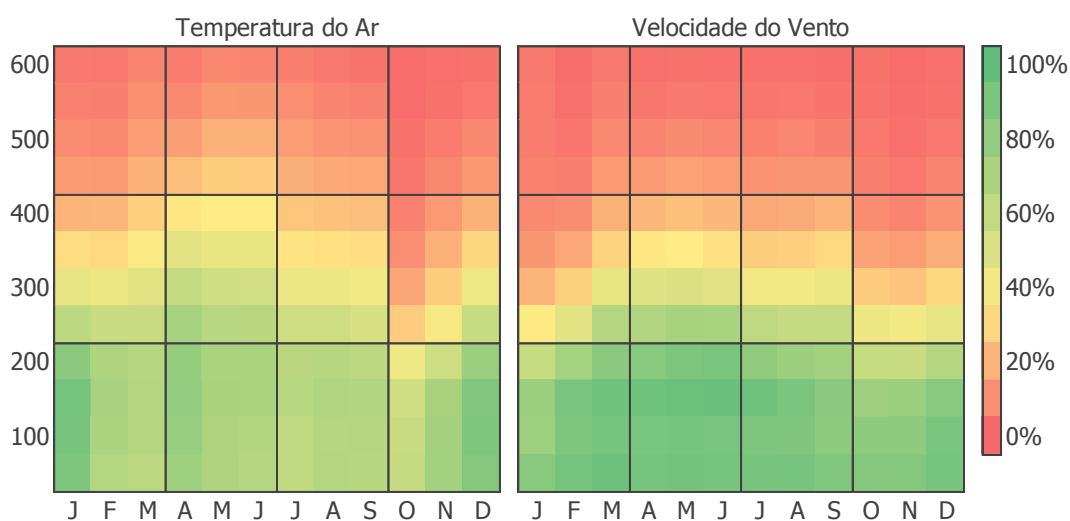


Figura 18 – Percentual mensal de dados válidos de Temperatura do Ar e de Velocidade do Vento medidos nível a nível via SODAR/RASS no período entre 2013 e 2017.

No que tange à sazonalidade, observa-se na Figura 18 que os meses de outono e inverno são mais favoráveis às medidas SODAR/RASS até 300 m, enquanto nos meses de primavera e verão as sondagens acústicas apresentaram dificuldades já nos primeiros 300 m. É importante destacar que durante os meses de outono foram observados uma maior homogeneidade de dados medidos em toda camada, que pode estar associado à aumento de dias com condições atmosféricas estáveis (inversão) à medida que nos aproximamos do inverno. Note que durante a primavera e o verão a situação é diferente, já que os dias típicos destes meses tendem a ser de condições instáveis (convectivas), situações estas consideradas as mais complicadas para a realização de medições utilizando as sondagens acústicas (Gentau *et al.*, 1991).

### 6.1.2. Escoamento em superfície

A região de estudo apresentou um padrão de vento bem definido com ventos no eixo de direções norte/nordeste e sul/sudoeste, perpendicularmente alinhados com a linha de costa da Baía de Sepetiba. Em geral, ventos de componentes sul estão associados a circulação da brisa marítima e de baía, que tem início próximos ao meio dia (10-12 HL) com intensidades máximas superiores à 10 m/s em superfície. Por outro lado, a brisa terrestre se inicia nos horários próximos à meia noite (22-00 HL) com ventos de componente norte e intensidades próximas à 7 m/s.

De acordo com Pimentel *et al.* (2014), que avaliou mais de 7 anos de dados de vento na RMRJ, em algumas ocasiões a circulação de brisa terrestre podem se intensificar por meio da interação com os ventos catabáticos típicos da circulação de montanha durante o período noturno. Especificamente, isso ocorre quando os ventos que escoam pelo vale entre a Serra dos Órgãos e o Maciço do Mendanha se alinham à brisa terrestre em direção a linha de costa. Em outras situações, é possível que a circulação de escala sinótica ASAS (ventos de nordeste) se contraponha aos ventos com direções das brisas marítima e de baía, fazendo com que as mesmas não apresentem intensidades significativas (Paiva *et al.*, 2014). De qualquer forma, é importante destacar que avaliando 1826 dias (5 anos) de dados da estação Costeira (SBSC), 1388 dias apresentaram a circulação completa de brisa terrestre seguida da brisa de baía (aproximadamente 76% do período), reforçando a relevância desta circulação local para a região costeira da BAI.

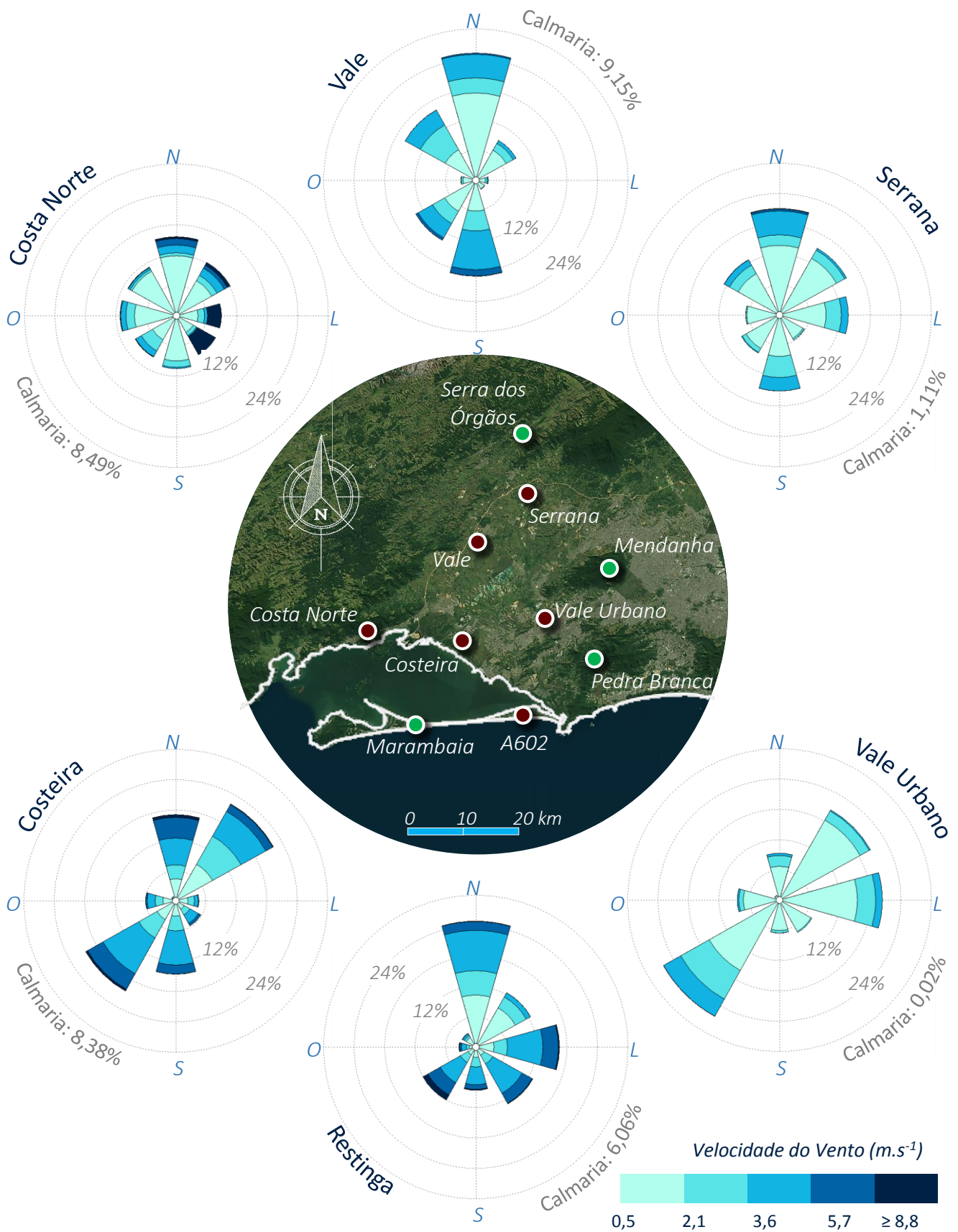


Figura 19 – Rosas do Vento da BAI para o período de estudo (2013–2017). Ao centro, a imagem de satélite (Google Earth) indicando as posições das EMS (pontos vermelhos) e os destaques geográficos da região (pontos verdes).

Na Figura 19 são apresentadas as rosas dos ventos oriundas de dados horários coletados nas 6 EMS utilizadas no presente estudo para o período de 5 anos completos e consecutivos (2013–2017). Nas estações Costeira, Vale, Serrana e Vale Urbano observam-se padrões de brisas de baía/terrestre bem definidos, onde ventos de S/SE demarcam a brisa marítima ou de baía, enquanto aqueles de N/NE indicam a atuação da brisa terrestre alinhada com a brisa de montanha. Note que o posicionamento de cada estação na BAI define suas respectivas direções de vento predominantes, indicando forte influência da topografia no escoamento em superfície. Um exemplo disso é a rosa dos ventos da estação Serrana, onde a circulação de brisa de baía é apresentada com ventos de S, enquanto a circulação de brisa de montanha é representada com ventos de quadrante norte que variam de NO à L.

Outra estação que também apresenta um regime de brisas bem definido é a Restinga. No entanto, sem o tradicional eixo de direções predominantes opostas. Aqui, a circulação da brisa marítima apresenta ventos com direções L/SE possivelmente influenciadas pela proximidade ao Maciço da Pedra Branca. A pequena porção de ventos mais intensos com direção SO estão associados as passagens de sistemas frontais. A estação Costa Norte, por sua vez, não produziu um padrão específico em sua rosa dos ventos, apresentando apenas uma suave predominância dos ventos de N. Apesar do posicionamento da estação ser crítico por encontra-se à apenas 700 m da linha de costa frente a um abrupto declive topográfico, acredita-se que a qualidade dos dados coletados seja o principal motivo para esta falta de padrão, que fica mais evidente ao observarmos as velocidades de vento.

Em relação ao regime sazonal do vento em superfície, não foram observadas diferenças significativas entre as quatro estações que compõem o ano. Em todos os casos, tanto a velocidade quanto a direção do vento mantiveram o mesmo padrão apresentado na Figura 19 em todas as 6 EMS. Apenas para pontuar as discrepâncias, foram encontradas variações durante os meses de primavera e verão na direção dos ventos de quadrante norte, aqueles associados à brisa terrestre, e na intensidade dos ventos de quadrante sul associados localmente à brisa de baía. Essa variação é explicada pelo deslocamento da ASAS para regiões mais afastadas da costa brasileira neste período do ano (Richter *et al.*, 2008), diminuindo seu raio de influência no escoamento sobre o estado do Rio de Janeiro e favorecendo a passagem dos sistemas frontais na região.

Ainda sobre o vento em superfície, observam-se as maiores velocidades nas estações próximas ao litoral (Costeira e Restinga), e a predominância do regime de brisas em toda BAI independentemente da estação do ano, evidenciando a importância das brisas na regulação térmica no interior dos vales com a advecção do ar menos aquecido que se forma sobre a Baía de Sepetiba. As rosas dos ventos sazonais para cada EMS utilizadas nesta análise são apresentadas no *Anexo I*.

Na Figura 20 é apresentada a matriz de correlação entre as 6 EMS utilizadas no estudo. De maneira geral, observam-se que os resultados para temperatura do ar foram significativamente superiores àqueles obtidos para velocidade do vento. O destaque negativo do campo térmico foi a estação Restinga que, apesar dos resultados satisfatórios, apresentou as menores correlações com as demais estações. Para a velocidade do vento, os piores resultados foram obtidos para estação Costa Norte que, assim como nas análises de consistência de dados e rosas dos ventos, se mostrou desconexa com as demais estações da região da BAI.

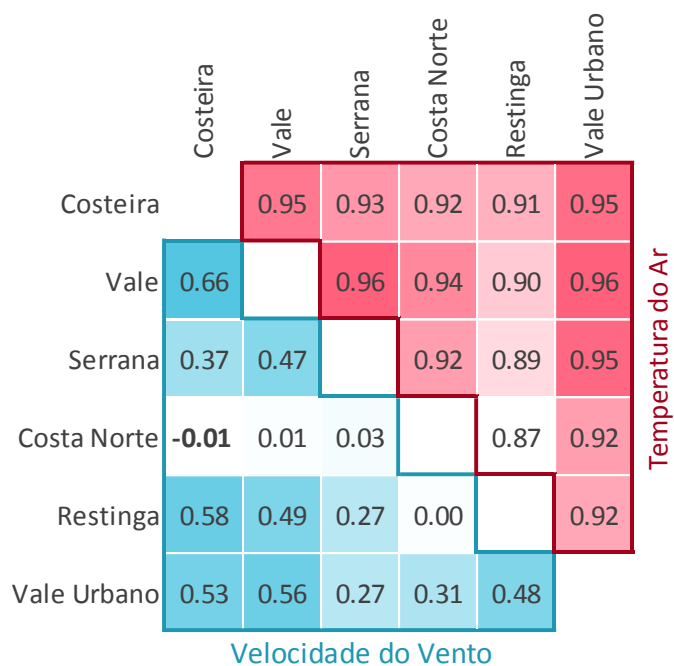


Figura 20 – Matriz de correlação de Temperatura do Ar e de Velocidade do Vento entre as EMS da BAI para o período entre 2013 e 2017.

Apesar das estações Costeira, Costa Norte e Restinga estarem na linha de costa da Baía de Sepetiba, o regime de vento nestas EMS se mostraram bastante divergentes entre si. Como demonstrado por Paiva *et al.* (2014), a estação Restinga apresenta sua melhor correlação com outra estação posicionada à leste na linha de costa de Jacarepaguá (não utilizada no presente estudo), seguindo os mesmos ciclos diários de temperatura e vento, e com ventos mais fortes e temperaturas mais baixas do que as demais EMS da região da BAI. A explicação para isso segue o argumento de Miller *et al.* (2003), que diz: linhas de costa seguidas por topografias complexas podem produzir diversas brisas marítimas diferentes, sobre regiões diferentes, mesmo que sobre a mesma influência sinótica. Estes sistemas independentes podem não ocorrer simultaneamente e, conseqüentemente, podem não atingir as mesmas intensidades. No caso do presente estudo, a proximidade da estação Restinga com o Maciço da Pedra Branca e da estação Costa Norte com a Serra do Mar apenas demonstram a influência da topografia em seus respectivos regimes de vento, onde pronunciadas componentes leste (na Restinga) e sudeste (na Costa Norte) se

apresentam com ventos de intensidades significativamente superior as demais encontradas na BAI.

Apesar da importância das análises anteriores para o entendimento do escoamento superficial no litoral da Baía de Sepetiba, faz-se necessária uma análise horária do vento nestas estações para que o regime de brisas consiga ser identificado e diagnosticado. Para isso, é apresentado na Figura 21 a distribuição de frequência horária da direção do vento em cada uma das 6 EMS da BAI, bem como o desvio padrão desta distribuição e as velocidades médias horárias. Através do desvio padrão da direção do vento espera-se identificar o horário de giro do vento e início da atuação das brisas de baía e terrestre, onde mínimos locais demarcam uma menor variação na direção do vento. E com a velocidades médias, caracterizar a intensidade e duração média das frentes de brisa no local da estação.

Nas 6 estações analisadas foram registrados dois ciclos de máximos e mínimos locais nos desvios padrão em paralelo com um ciclo nas curvas de velocidade média, reiterando a atuação sequencial das brisas de baía e terrestre em todas as estações da BAI. Com exceção da curva de velocidade média da estação Costa Norte, todas as estações demarcaram as frentes de brisa de baía com o dobro de velocidade do vento das registradas nas frentes de brisa terrestre. As estações localizadas próximas a linha de costa (Costeira e Restinga) mostram uma tendência de ventos mais intensos logo após o giro do vento, perdurando até o fim de tarde. Nas demais estações, as velocidades médias aumentam lentamente e atingem seu máximo no fim da tarde, decaindo logo em seguida.

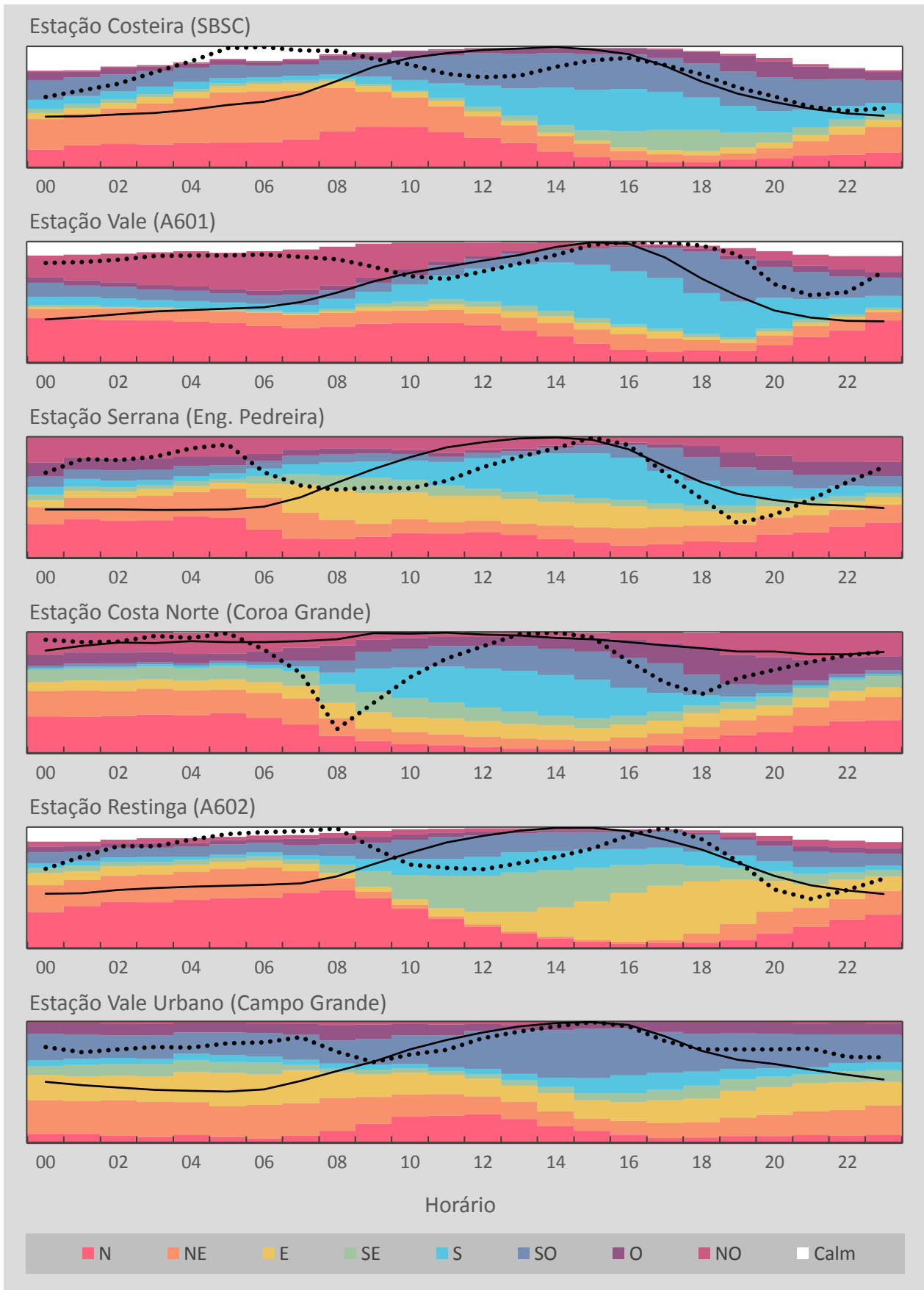


Figura 21 – Distribuição de frequência horária da direção do vento na BAI para o período entre 2013 e 2017. A linha pontilhada representa o desvio padrão desta distribuição e a linha contínua representa a média horária de velocidade do vento, ambas normalizadas por seus máximos.



Analisando os desvios padrão juntamente com as direções do vento apresentadas na Figura 21 é possível observar o horário de transição entre as brisas. De modo geral, foram identificados dois padrões distintos de atuação de brisa. O primeiro deles é observado nas estações litorâneas, onde o primeiro mínimo local após o nascer do sol demarca o horário médio de início da brisa de baía e/ou marítima (12 HL na Costeira e 10 HL na Restinga). Repare que nestes horários em ambas as estações os ventos apresentaram direções estritamente norte/nordeste ou sul/sudoeste, totalizando em torno de 50% dos registros para cada oposto no eixo. Após este momento, a velocidade média do vento indica a chegada da frente de brisa e as direções do vento passam a oscilar mais, elevando os desvios padrão. Ao fim deste ciclo, o desvio padrão atinge um novo mínimo local (23 HL na Costeira e 21 HL na Restinga) e demarca o início da brisa terrestre. Nesse instante, todas as direções do vento passam a ter um percentual de frequência semelhante, mostrando que já não existe um regime de vento predominando sobre a região da estação. Algo esperado, uma vez que as estações litorâneas são as últimas a registrar a passagem da brisa terrestre.

O segundo padrão de atuação de brisa é oposto ao anterior e foi observado nas demais estações localizadas no interior dos vales (Vale, Serrana e Vale Urbano). Neste caso, por estarem mais distantes da linha de costa, os primeiros mínimos locais de desvios padrão (após o nascer do sol) são observados quando o vento não apresenta direção predominante, enquanto o segundo mínimo local acontece com ventos de direções estritamente norte/nordeste ou sul/sudoeste. Isso ocorre pelo fato das estações se localizarem na região de formação da brisa terrestre e, por isso, a registram antes das estações localizadas no litoral. Vale ressaltar que a estação Costa Norte não se enquadrou em nenhum dos padrões citados, não apresentando direções de ventos predominantes assim como ilustrado na rosa dos ventos (Figura 19).

### 6.1.3. Estrutura vertical da camada superficial

Entendido o escoamento superficial ao longo da linha de costa da Baía de Sepetiba, nessa seção são apresentados os perfis verticais atmosféricos obtidos com o SODAR/RASS instalado 5 km a leste da linha de costa e 3 km a norte da EMS Costeira. Os dados coletados via sondagens acústicas entre os anos de 2013 e 2017 apresentados aqui são os primeiros do gênero produzidos em toda RMRJ e podem representar a microclimatologia da região, mesmo considerando apenas 5 anos de dados.

Por utilizar dados meteorológicos medidos à cada 10 m na vertical e com resolução temporal de 10 minutos, a imensa base de dados SODAR/RASS foi tratada estatisticamente para contabilizar apenas os dados que representam essa atmosfera local. Os critérios de corte foram aplicados considerando as médias nível a nível e seus respectivos desvios padrão, afim de estabelecer os limites aceitáveis para cada variável avaliada: temperatura potencial ( $\theta$  em °C), velocidade horizontal do vento ( $U$  em m/s), velocidade vertical do vento ( $w$  em m/s) e energia cinética turbulenta ( $TKE$  em  $m^2/s^2$ ). Para evitar problemas relacionados a distribuição vertical da densidade de dados discutida no item 6.1.1 (Figura 17), as análises foram feitas sob dois pontos de vista: a primeira contabilizando apenas as sondagens completas até 400 m acima do solo, e a segunda apenas com os perfis completos até os primeiros 200 m. Assim, as sondagens que não conseguiram realizar medições até 400 m não são descartadas por completo e, principalmente, não alteram as médias estimadas para os primeiros níveis.

Na Figura 22 são apresentados os perfis verticais atmosféricos médios para os quatro períodos que compõe o ciclo diário. Os perfis médios para o período da madrugada consideraram as sondagens realizadas entre às 00 e as 05 HL, enquanto os perfis para manhã, tarde e noite consideraram as medidas entre 06 e 11 HL, 12 e 17 HL e 18 e 23

HL, respectivamente. O perfil que engloba todas as sondagens é apresentado nas linhas contínuas cinzas.

De modo geral, observam-se perfis verticais de  $\theta$  e  $w$  bem semelhantes entre as médias até 400 m e até 200 m. Por outro lado, os perfis de  $U$  e  $TKE$  apresentam grande diferença entre as médias, ressaltando a relevância de analisá-las separadamente. Apesar de todas as sondagens utilizadas nas médias até 200 m também estarem inclusas nas médias até 400 m, sua análise à parte permite observar como os escoamentos com velocidades superiores à 12 m/s se constroem nos primeiros níveis acima da superfície. Vale lembrar que a técnica de sondagem acústica apresenta dificuldades na medição de escoamentos acima deste valor (Neff e Coulter, 1986; Shurygin *et al.*, 2000).

Conforme esperado para uma região tropical quente e úmida como o Rio de Janeiro, o perfil vertical médio de temperatura potencial mostra uma atmosfera bem misturada já acima dos primeiros 200 m associada as intensas atividades convectivas, e grande variação abaixo deste nível respondendo diretamente ao ciclo diário de temperatura. Durante as horas que integram o período noturno (noite e madrugada), observam-se perfis atmosféricos levemente estáveis na camada superficial com inversões térmicas que se intensificam acima dos 160 a 240 m. Neste período, o menor valor médio de  $\theta$  ocorreu à 80 m acima do solo (23,83°C, madrugada) e o maior à 400 m (26,34°C, noite), mostrando uma camada noturna fria em sua base resultado do resfriamento radiativo em superfície, e mais aquecida no seu topo função da camada residual do ciclo diurno anterior.

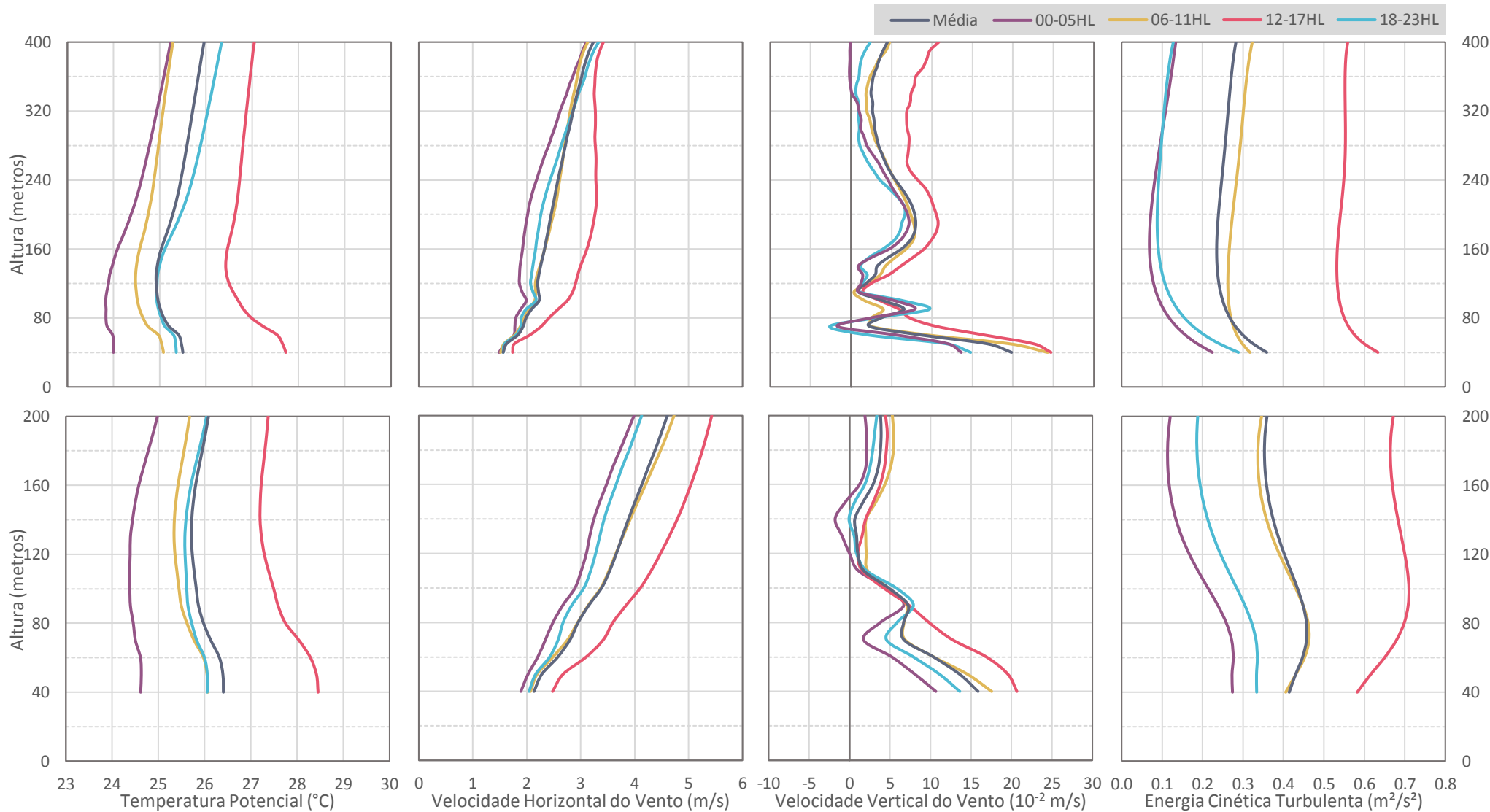


Figura 22 – Perfis verticais atmosféricos médios para temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ), velocidades horizontal e vertical do vento (m/s) e energia cinética turbulenta ( $m^2/s^2$ ). Na parte superior são apresentados os perfis com todas as medidas SODAR/RASS a cada 10 m completas dos 40 aos 400 m, na parte inferior estão as medições completas até os 200 m acima do solo. As médias foram realizadas para o período completo (linhas em cinza), madrugada (roxa), manhã (amarelo), tarde (vermelho) e noite (azul) com dados coletados entre os anos de 2013 e 2017.

Após o nascer do sol (manhã), a camada se aquece a partir da superfície e inicia o processo de construção da camada convectiva. Agora, a maior média de  $\theta$  é registrada em superfície (25,04°C a 40 m) e a menor à 120 m (24,47°C), indicando instabilidade local apenas na base da camada de medição. Acima deste nível, o gradiente vertical de  $\theta$  inverte o sinal e mostra que o ar acima da superfície ainda é mais quente. Note que a partir dos 300 m a temperatura ainda se mostra semelhante àquela observada durante a madrugada (ambas > 25°C). Já no período da tarde, com a camada superficial bem aquecida, são observados os maiores gradientes verticais absolutos de  $\theta$  do ciclo diário com magnitudes próximas à -2°C/100 m entre os níveis de 40 e 130 m acima do solo. Neste período, a maior média de  $\theta$  ocorreu em superfície (28,75°C a 40 m), passando por um mínimo à 140 m (26,42°C) e chegando aos 27,04°C no topo da camada de medição (400 m). Por fim, o ciclo diário visto através dos perfis verticais médios de temperatura potencial mostrou uma estrutura com grande amplitude térmica média em sua base ( $\approx 4^\circ\text{C}$ ) e menores amplitudes à 400 m acima da superfície ( $\approx 1,5^\circ\text{C}$ ).

Comparando os perfis verticais de vento entre as médias produzidas até 400 e 200 m (Figura 22) observaram-se grandes diferenças nas velocidades horizontais, onde os perfis da região mais próxima à superfície mostram um cisalhamento vertical muito mais intenso, proporcionando ventos com o dobro das magnitudes encontradas nos perfis até 400 m. Esse padrão é resultado da exclusão das sondagens com ventos mais intensos nas médias até 400 m, já que poucas delas conseguem apresentar medidas completas até este nível. Assim, observam-se ventos médios variando de 1,5 à 3,2 m/s nos primeiros 400 m acima do solo, podendo variar de 2 à 5,5 m/s nos 200 m iniciais.

É importante destacar os perfis médios de velocidade do vento apresentados para o período da tarde. Neles, são observados os padrões exponenciais de crescimento da

velocidade com altura, resultado do atrito do vento com a superfície, ocorrendo justamente no horário de atuação da brisa de baía. Estas condições estão diretamente ligadas a mudança de rugosidade encontrada pelo escoamento originado na baía que, associadas aos ventos mais intensos deste horário ( $> 5$  m/s), favorecem diretamente a formação de camada limite interna. Ainda sobre o perfil médio de velocidade do período da tarde, nota-se uma tendência de aumento de velocidade com altura acima dos 350 m – altura em que todos os perfis convergem – indicando que a média de velocidade já não responde ao escoamento superficial. Como nesse horário a região normalmente se encontra sob o regime de vento da brisa de baía, provavelmente os níveis próximos aos 400 m correspondem à extensão vertical média do escoamento superficial da célula de circulação de brisa. Acima deste nível, inicia-se o escoamento de retorno.

Analisando os perfis verticais médios de  $w$  e  $TKE$  observam-se padrões que corroboram com as análises descritas para  $\theta$  e  $U$ , onde o período da tarde se destaca com intensas atividades convectivas e os demais períodos com atmosferas bem semelhantes entre si tendendo para o regime estável. Avaliando os resultados de  $w$ , observam-se movimentos verticais próximos à superfície que decaem rapidamente nos primeiros 100-120 m e, nos níveis seguintes, se descaracterizam e não apresentam padrões bem definidos. Novamente o período da tarde se destacou apresentando um perfil médio de escoamento vertical organizado com máximo na superfície (0,24 m/s a 40 m), mínimo próximo aos 120 m ( $\approx 0$  m/s) e um novo máximo em 200 m (0,11 m/s). Se considerarmos que o topo da CLI pode ser marcado por um mínimo de movimento vertical, esse máximo secundário seria uma resposta do escoamento que colide com esta camada superficial e é forçado a subir, aumentando assim os valores de  $w$ . Vale ressaltar que as sondagens acústicas apresentaram dificuldades nas medições da velocidade vertical do vento, resultando em um número relativamente baixo de medidas da variável para construção

do perfil vertical médio. Além disso, devido a sua natureza turbulenta,  $w$  possui seus termos médios com magnitudes semelhantes as suas flutuações quando medidos na camada superficial, reiterando a importância da realização de medidas nesta escala temporal.

Ao contrário dos resultados de  $w$ , os perfis verticais médios de  $TKE$  foram bastante contundentes ao definir a coluna atmosférica em cada um dos períodos do dia, onde os baixos valores nos perfis da noite e da madrugada (entre 0,05 e 0,3  $m^2/s^2$ ) demarcaram a tendência de escoamento laminar e estável durante o período noturno, e os valores mais altos de  $TKE$  ( $> 0,6 m^2/s^2$ ) indicando fortes condições convectivas durante a tarde. Este período que, por sua vez, mostrou mais uma vez indícios de formação de CLI com um máximo nas médias entre 80 e 100 m seguido de um mínimo local de  $TKE$  próximo aos 160 m (ver perfil médio até 200 m, Figura 22). Como argumenta Garratt (1990), os mínimos locais de  $TKE$  próximos à superfície são ótimos marcadores para definir o topo da CLI e, se estes estão aparecendo nos perfis médios, significam que esse padrão é frequente e representativo para esta atmosfera local.

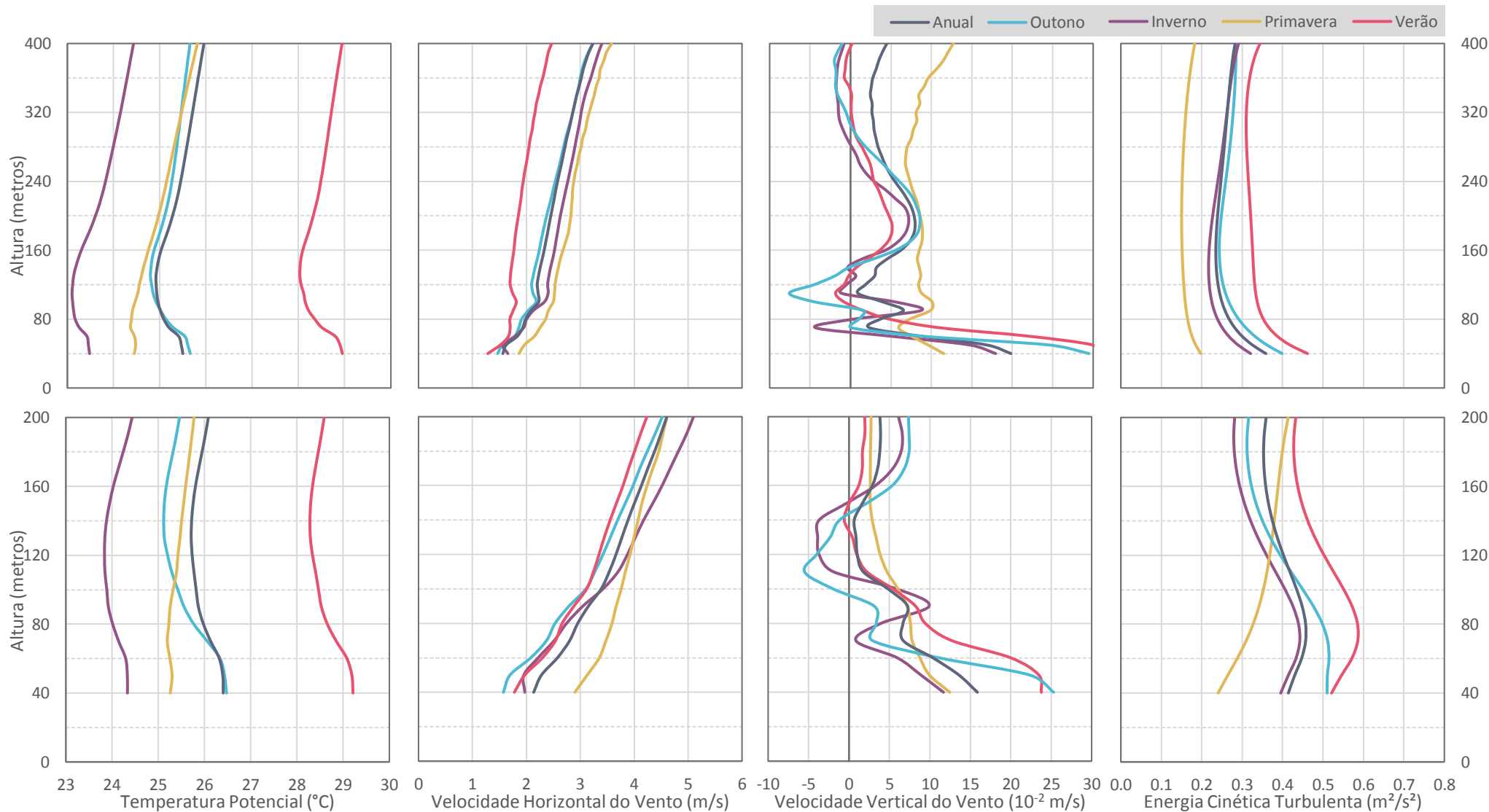


Figura 23 – Perfis verticais atmosféricos médios para temperatura potencial ( $^{\circ}C$ ), velocidades horizontal e vertical do vento (m/s) e energia cinética turbulenta ( $m^2/s^2$ ). Na parte superior são apresentados os perfis com todas as medidas SODAR/RASS a cada 10 m completas dos 40 aos 400 m, na parte inferior estão as medições completas até os 200 m acima do solo. As médias foram realizadas para o período anual (linhas em cinza), outono (azul), inverno (roxa), primavera (amarelo) e verão (vermelho) com dados coletados entre os anos de 2013 e 2017.



Apesar do regime de brisas de baía e terrestre predominante na região de estudo ser observado na escala temporal de um dia, analisar as variações nestes perfis verticais ao longo do ano também se mostra importante para compreendermos como este regime interage com outros fenômenos de escala sazonal e, principalmente, para auxiliar nas adaptações de diversos parâmetros meteorológicos e micrometeorológicos utilizados em modelos atmosféricos e de qualidade do ar para regiões costeiras tropicais como a Baía de Sepetiba. Sendo assim, são apresentados na Figura 23 os perfis verticais médios para as 4 estações do ano, onde as sondagens coletadas de 01 de janeiro à 31 de dezembro foram mediadas como perfil Anual, de 22 de setembro à 20 de dezembro como Primavera, de 21 de dezembro à 19 de março como Verão, de 20 de março à 20 de junho como Outono e, por fim, de 21 de junho a 21 de setembro como Inverno. Vale lembrar que o perfil Anual utilizou todos os dados disponíveis na mediação, assim como o perfil médio apresentado na análise diária (Figura 22). Logo, como a escala dos gráficos é a mesma, estas curvas podem ser utilizadas como referência entre as duas análises.

Conforme esperado, os perfis médios sazonais apresentaram as características típicas de cada uma das estações: o verão com as maiores temperaturas em toda coluna atmosférica, ventos horizontais fracos e ventos verticais intensos, favorecendo as condições convectivas também representadas nos perfis de  $TKE$ ; o inverno com perfis médios opostos ao verão; e as consideradas estações de transição (primavera e outono) com perfis médios muito próximos ao perfil anual. O período que apresentou maior anomalia em relação aos perfis esperados foi a primavera. Durante os meses desta estação do ano observaram-se perfis médios de  $\theta$  com inversão térmica próxima à superfície (< 80 m) e temperaturas médias na coluna atmosférica inferiores aos meses de outono, algo inesperado. Além disso, os perfis de velocidade horizontal do vento na primavera apresentaram-se com os ventos mais intensos dentre todas as estações, principalmente

nos primeiros 100 m acima do solo (média de 3 m/s no nível de 40 m). Já as médias para velocidade vertical e  $TKE$  mostraram movimentos ascendentes regulares em toda camada medida (até 400 m) e condições atmosféricas próximas a estabilidade ( $TKE < 0,2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ). Essa convergência de fatores se explica pelo maior número de passagens de sistemas frontais no estado do Rio de Janeiro que sobrepõem os regimes locais de brisa e governam o escoamento na região. Este resultado corrobora com aquele obtido na análise do escoamento em superfície (Seção 6.1.2) que mostrou alterações nas direções predominantes da brisa terrestre e aumento nas velocidades do vento em superfície quando oriundos de quadrante sul.

Diversos fatores apontados nas análises anteriores apresentaram o período da tarde como o mais favorável à formação de CLI, onde o escoamento em superfície responde diretamente à brisa de baía com ventos intensos de sul/sudoeste. Ademais, a atuação de outros fenômenos da escala sinótica na região de interesse também se mostrou favorável à CLI nos meses de primavera, uma vez que os mesmos atuam com ventos alinhados aos da brisa de baía. Porém, por se tratar de um fenômeno de curta duração (entre 30 e 120 minutos), a formação da CLI pode influenciar muito pouco os perfis médios e não apresentar os padrões conhecidos em perfis verticais instantâneos comumente expostos na literatura. Logo, uma outra abordagem foi proposta na construção dos perfis médios: a direção do vento em superfície. Sendo assim, na Figura 24 são apresentados os perfis verticais médios agrupados pela direção do vento no primeiro nível de medição do SODAR/RASS (40 m). Isto é, todas as sondagens que se iniciarem com uma determinada direção de vento são agrupadas para construção do perfil médio de ventos oriundos daquela direção, independente do horário, dia, mês, estação do ano e, até mesmo, do fenômeno atmosférico atuante.

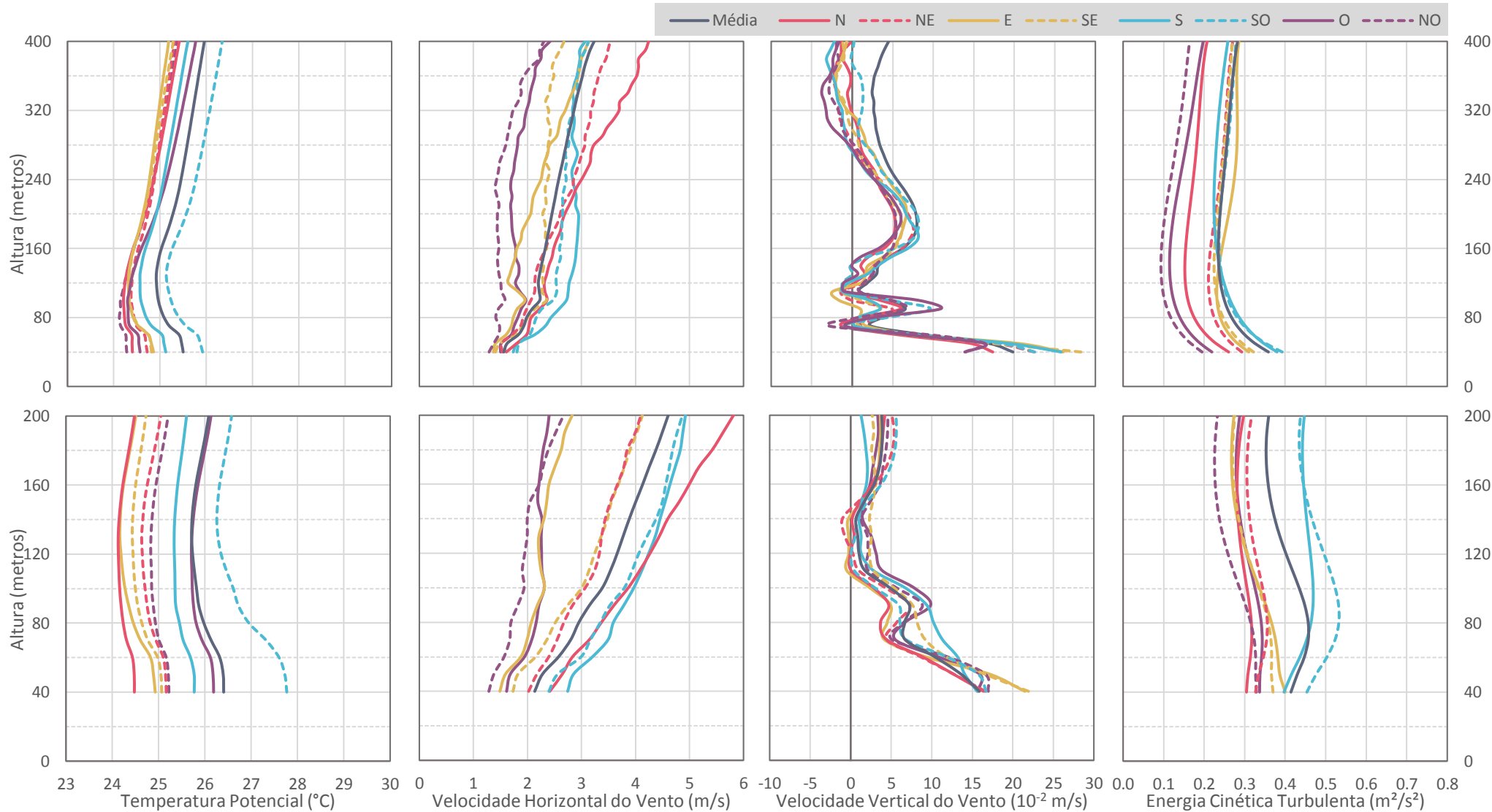


Figura 24 – Perfis verticais atmosféricos médios para temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ), velocidades horizontal e vertical do vento (m/s) e energia cinética turbulenta ( $m^2/s^2$ ). Na parte superior são apresentados os perfis com todas as medidas SODAR/RASS a cada 10 m completas dos 40 aos 400 m, na parte inferior estão as medições completas até os 200 m acima do solo. As médias foram realizadas de acordo com a direção do vento em superfície ( $1^{\circ}$  nível de medida – 40 m acima do solo) com dados coletados entre os anos de 2013 e 2017.

Analisando os perfis verticais médios de temperatura potencial apresentados na Figura 24 observam-se curvas muito próximas entre si desde sua base à 40 m até seu topo à 400 m. Entretanto, observa-se também um perfil vertical médio bem mais aquecido quando o vento em superfície tem direção SO, e essa diferença fica ainda mais evidente nos perfis médios até 200 m. De certa forma, esse resultado coincide com observado na análise dos perfis verticais médios diários (Figura 22) que mostrou as maiores temperaturas ocorrendo no período da tarde durante a atuação da brisa de baía. Agora, com os resultados da Figura 24, podemos confirmar que o padrão apresentado para este período está diretamente associado aos ventos de SO em superfície. E o mesmo vale ao contrário. Isto é, os horários típicos de ocorrência dos ventos SO são entre 12 e 17 HL. Obviamente, este perfil médio SO também contabiliza a passagem das frentes frias sobre o litoral da Baía de Sepetiba, o que explica a suave redução na temperatura média deste perfil ( $25,73^{\circ}\text{C}$ ) quando comparado com o perfil da tarde na análise anterior ( $26,83^{\circ}\text{C}$ ).

Novamente a análise da velocidade do vento horizontal mostrou um perfil vertical médio até 400 m com velocidades significativamente inferiores às apresentadas nos perfis até 200 m, onde, de modo geral, observaram-se ventos mais intensos associados as direções das brisas de baía (sul/sudoeste) e terrestre (norte/nordeste). Comparando as curvas N/NE e S/SO deste gráfico, observam-se crescimentos lineares da velocidade com altura associados à brisa terrestre (N/NE), mostrando que a estabilidade apresentada nos perfis de  $\theta$  favorecem o escoamento laminar ( $\partial U/\partial z \cong Cte$ ). Como a brisa terrestre se forma no interior do vale Órgãos/Mendanha e avança em direção à linha de costa (posição do SODAR/RASS), quando este escoamento chega até o sensor, ele já superou as forças viscosas e se desloca sobre o terreno sem grandes dificuldades. Isso fica evidente quando se avaliam os perfis verticais médios de  $TKE$  que mostram os escoamentos provindos de N/NE não produzem tanta turbulência próximo à superfície.

Por outro lado, os perfis médios associados ao escoamento da brisa de baía (S/SE) apresentam uma tendência exponencial de crescimento da velocidade com a altura, indicando que o mesmo perde energia ao passar sobre esta superfície. Mesmo que os ventos S/SO tenham apresentado as mesmas intensidades que aqueles oriundos de N/NE, seus respectivos perfis verticais médios de *TKE* (S/SO) mostram que parte dessa energia é convertida em turbulência – função da rugosidade da superfície – e explica a redução da velocidade do vento nos primeiros níveis de medição. Agora, o fator que mais pontua a formação de CLI é a diferença entre os ventos de sul e sudoeste. Note que o perfil médio de *TKE* para ventos S apresenta um crescimento próximo à superfície e se mantém constante após atingir seu máximo. Na curva para SO, após seu máximo a *TKE* passa a reduzir com a altura até atingir um mínimo local entre 140 e 180 m acima do solo, demarcando assim uma formação frequente de CLI nesta região costeira. Note nos perfis de velocidade horizontal do vento que justamente acima destas alturas os ventos S e SO passam a ter mesma intensidade, pontuando a “torção” no perfil de vento usada por Panofsky e Townsend (1964) para definir a altura da CLI.

Se analisarmos este escoamento considerando o posicionamento do SODAR/RASS em relação a linha de costa, veremos que os ventos de sul chegam ao sensor já tendo cruzado a linha de costa a, pelo menos, 18 km. Essa distância separa o local de medição da linha de costa da Restinga da Marambaia com o Oceano Atlântico, sugerindo que os ventos de sul que chegam ao SODAR/RASS podem representar um escoamento termicamente induzido pelas diferenças de temperatura entre o mar e o continente, definindo-se assim como brisa marítima. Já os ventos oriundos de SO, por sua vez, chegam ao instrumento logo após cruzarem a linha de costa com a Baía de Sepetiba que se encontra à menos de 5 km, respondendo assim ao escoamento de brisa de baía e explicando a formação de CLI identificada em seu perfil médio.

## 6.2. Estudo de Caso

O período selecionado para essa análise inclui 72 horas com início às 00:00LT do dia 26 de dezembro de 2013 e fim às 00:00LT do dia 29 de dezembro de 2013, onde três ciclos completos e consecutivos de brisas terrestre e de baía foram observados na região da BAI, na RMRJ. Durante estes dias a temperatura do ar na região se manteve entre 22 e 35°C, com umidade relativa entre 43 e 94%, velocidades de vento máximas da ordem dos 7 m/s, 0 mm de precipitação acumulada e condições de céu claro durante todo período, com exceção das horas finais que apresentaram algumas nuvens esparsas. Este período foi escolhido entre 822 dias (pouco mais de dois anos) iniciados em 01 de outubro de 2013 utilizando como critério a simultaneidade de dados meteorológicos em todas as 6 EMS + SODAR/RASS utilizados no estudo durante, pelo menos, 3 dias consecutivos de brisas terrestre e de baía.

Como mencionado anteriormente, ao contrário de outras campanhas experimentais, os dados apresentados aqui são oriundos de uma rede de monitoramento regular da região da BAI, com baixa frequência temporal (1h) e limitada a poucos pontos de medição e poucas variáveis monitoradas. A vantagem do uso destas estações está nas robustas séries de dados meteorológicos – algumas delas com registros climatológicos – que foram apresentados na seção anterior, permitindo conhecer a circulação atmosférica local com grande confiabilidade. Por este motivo, nessa seção serão apresentados resultados apenas para as estações Costeira (SBSC), Vale (A601) e SODAR/RASS, que apresentaram grande correlação entre si e se mostram suficientes para entender o regime de brisa na região costeira da BAI.

### 6.2.1. Análise sinótica do período de estudo

Antes de analisarmos os dados observados na rede de monitoramento da BAI, faz-se necessária a contextualização do escoamento atmosférico local frente àquele de escala superior. Sendo assim, esta seção apresenta uma análise sinótica referente aos dias 25, 26, 27 e 28 de dezembro de 2013 com foco nos sistemas meteorológicos de grande escala que influenciaram e/ou determinaram as condições de tempo na Região Sudeste, bem como no estado do Rio de Janeiro.

O período selecionado para o estudo de caso ocorre após um longo período de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que governou a circulação sinótica em grande parte da América do Sul entre 11 e 26 de dezembro de 2013. As ZCAS são fenômenos atmosféricos típicos de verão definidos pela convergência e transporte de umidade da região Amazônica (Norte da América do Sul) para os subtrópicos no Atlântico Sul, percorrendo um trecho de 4.000 km ou mais (Kodama, 1992; Vieira *et al.*, 2012). Este transporte de umidade é associado ao aumento da nebulosidade de convecção profunda na maior parte da América do Sul tropical afetando muitas regiões do Brasil com eventos de precipitações intensas (Ferreira e Gan, 2011). Climatologicamente, o padrão sinótico da ZCAS ocorre de três a cinco vezes por ano durante o verão austral e sua duração pode variar de 4 a 15 dias (Figuroa *et al.*, 1995; Satyamurti *et al.*, 1998).

Analisando o período do estudo de caso, o mencionado evento de ZCAS promoveu um aumento significativo de precipitação fora da região sob investigação (cidade do Rio de Janeiro), e perto o suficiente para evitar a influência de outros sistemas sinóticos (como frentes frias, por exemplo). Apesar da posição da ASAS não ser relevante neste caso, os sistemas de alta pressão migratórios influenciaram a região de interesse durante o período, favorecendo a circulação local e, conseqüentemente, a brisa terrestre e de baía.

Nas Figuras Figura 25 e Figura 26 são apresentadas para cada um dos 4 dias – analisados sempre no horário das 12Z (10 HL) – as cartas de pressão ao nível médio do mar, também conhecidas como Cartas Sinóticas, e imagens de satélite no canal infravermelho do GOES13 disponibilizadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC, <https://www.cptec.inpe.br/>).

No início do período referente ao estudo de caso, observa-se durante os dias 25 e 26 (Figura 25) que a banda de nebulosidade associada a ZCAS (área hachurada em azul) já se encontra posicionada sobre os estados do Espírito Santo (ES), Bahia (BA) e Minas Gerais (MG), se estendendo até latitudes próximas a 25°S no Atlântico Sul. Nos dias seguintes, 27 e 28 (Figura 26), a configuração de nebulosidade com orientação noroeste/sudeste associada a ZCAS se desorganiza e permite o avanço da área de influência da ASAS em direção ao continente, quando ventos fracos de componente Leste são observados em toda costa do nordeste e sudeste do Brasil.

É importante destacar que, simultaneamente a ocorrência da ZCAS, existe um sistema frontal estacionário posicionado nas latitudes próximas à 40°S, na Argentina. A frente mantém sua posição durante os dias 25 e 26 e, com o enfraquecimento da ZCAS no dia 27, inicia seu lento e não duradouro avanço em direção aos trópicos.



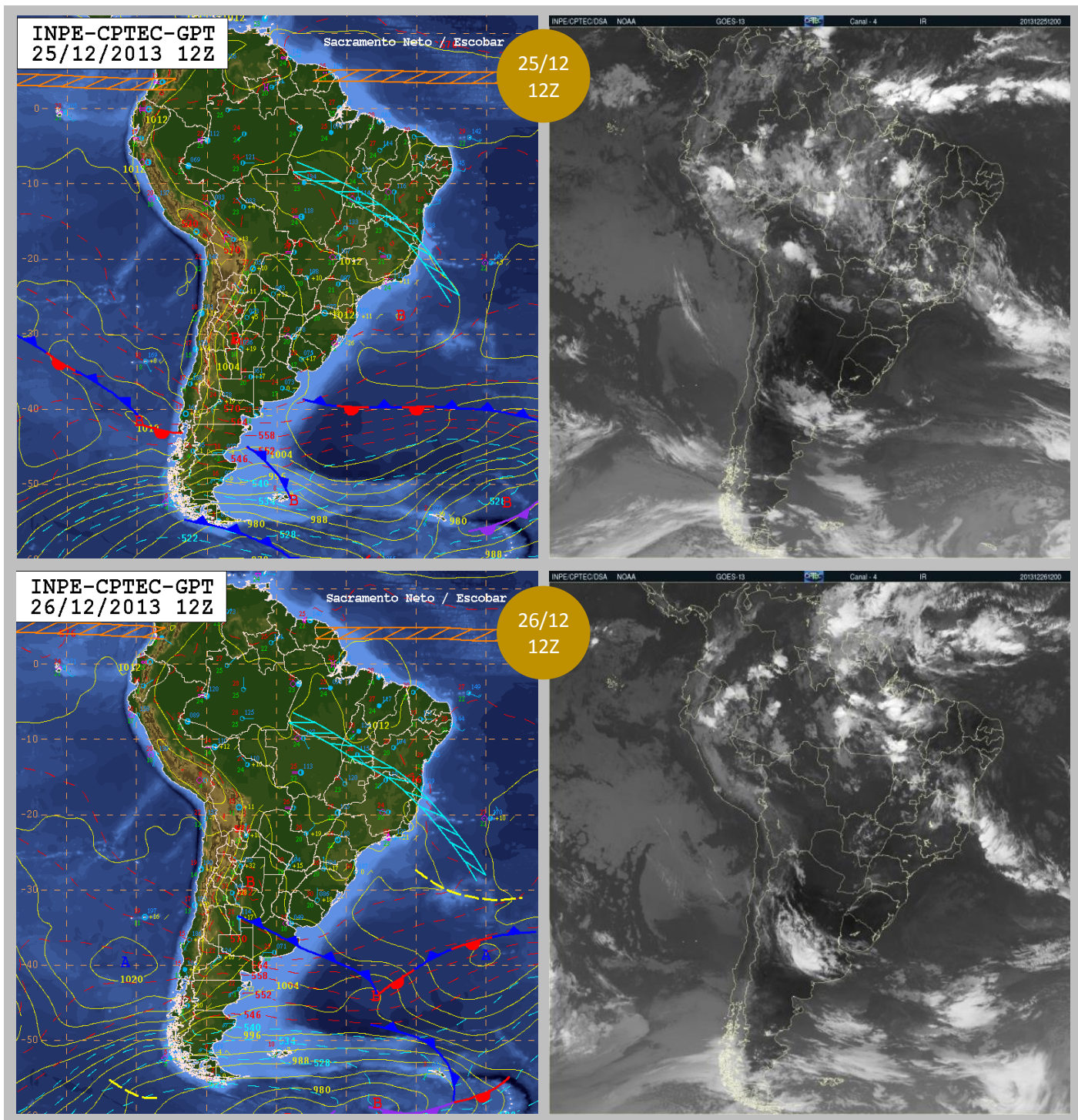


Figura 25 – Cartas de pressão ao nível médio do mar (esquerda) e Imagens do satélite GOES13 no canal infravermelho (direita) para a América do Sul nos dias 25 e 26 de dezembro de 2013 às 12Z (10:00 HL). Fonte: CPTEC/INPE.

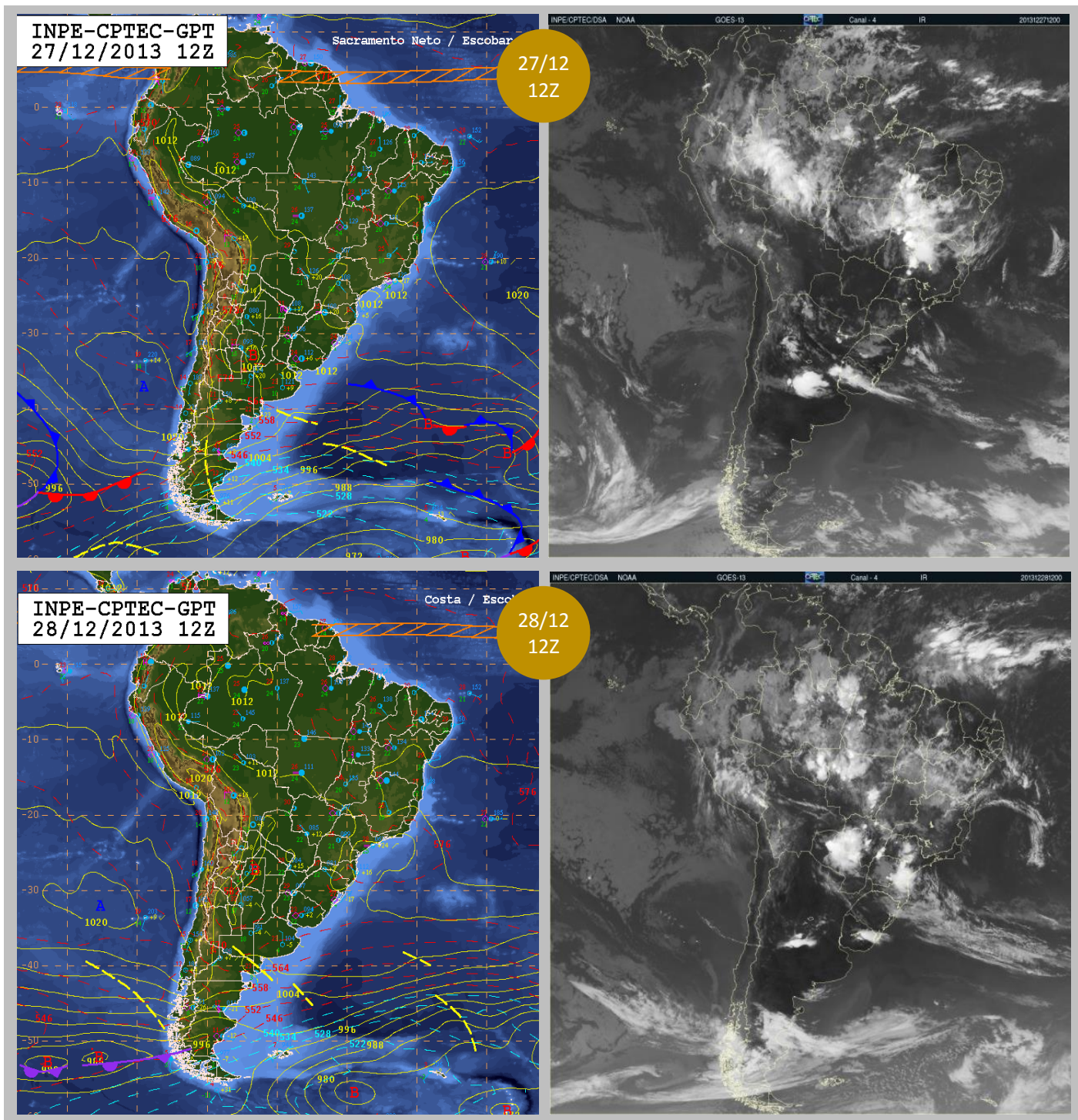


Figura 26 – Cartas de pressão ao nível médio do mar (esquerda) e Imagens do satélite GOES13 no canal infravermelho (direita) para a América do Sul nos dias 27 e 28 de dezembro de 2013 às 12Z (10:00 HL). Fonte: CPTEC/INPE.

Na sequência, a Figura 27 apresentada as linhas de corrente nos altos níveis da troposfera (200 hPa), o campo de movimento vertical  $\hat{\Omega}$  em níveis médios (500hPa), e as linhas de corrente junto com a umidade específica em baixos níveis (850hPa). Estes resultados foram extraídos da Reanálise 1 do NCEP/NCAR (Kalnay *et al*, 1996) que assimila de dados a cada 3 horas (8 vezes por dia) e produz resultados globais com resoluções espacial de  $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$  e temporal de 6 horas (4 vezes por dia), disponibilizados em <https://www.esrl.noaa.gov/>. No intuito de sintetizar estes resultados, foram feitas médias utilizando os dados diários de Reanálise dos dias 25 e 26, e dos dias 27 e 28, com base nos padrões sinóticos observados no período de estudo.

Através da Figura 27a, nota-se um padrão de circulação anticiclônica sobre a região central do Brasil, associada à Alta da Bolívia (AB). A leste desta circulação observa-se o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) centrado no Oceano Atlântico entre as latitudes de 10 e 15°S e longitudes de 25 e 30°O. A difluência resultante destes dois padrões de escoamento aliada ao movimento ascendente destacada em 500 hPa (Figura 27c) explicam a forte atividade convectiva observada nas imagens de satélites dos dias 25 e 26, identificada através dos valores negativos na área de atuação da ZCAS. Outro campo utilizado para caracterizar a ZCAS são as linhas de corrente em conjunto com umidade específica no nível de 850 hPa (Figura 27e), onde se observa uma forte convergência de umidade se estendendo desde a região norte do Brasil até o Atlântico Sul, passando pelo estado de Minas Gerais e pelo litoral dos estados do Espírito Santo e Bahia, demarcando o posicionamento da ZCAS em seu estágio final (dias 25 e 26).

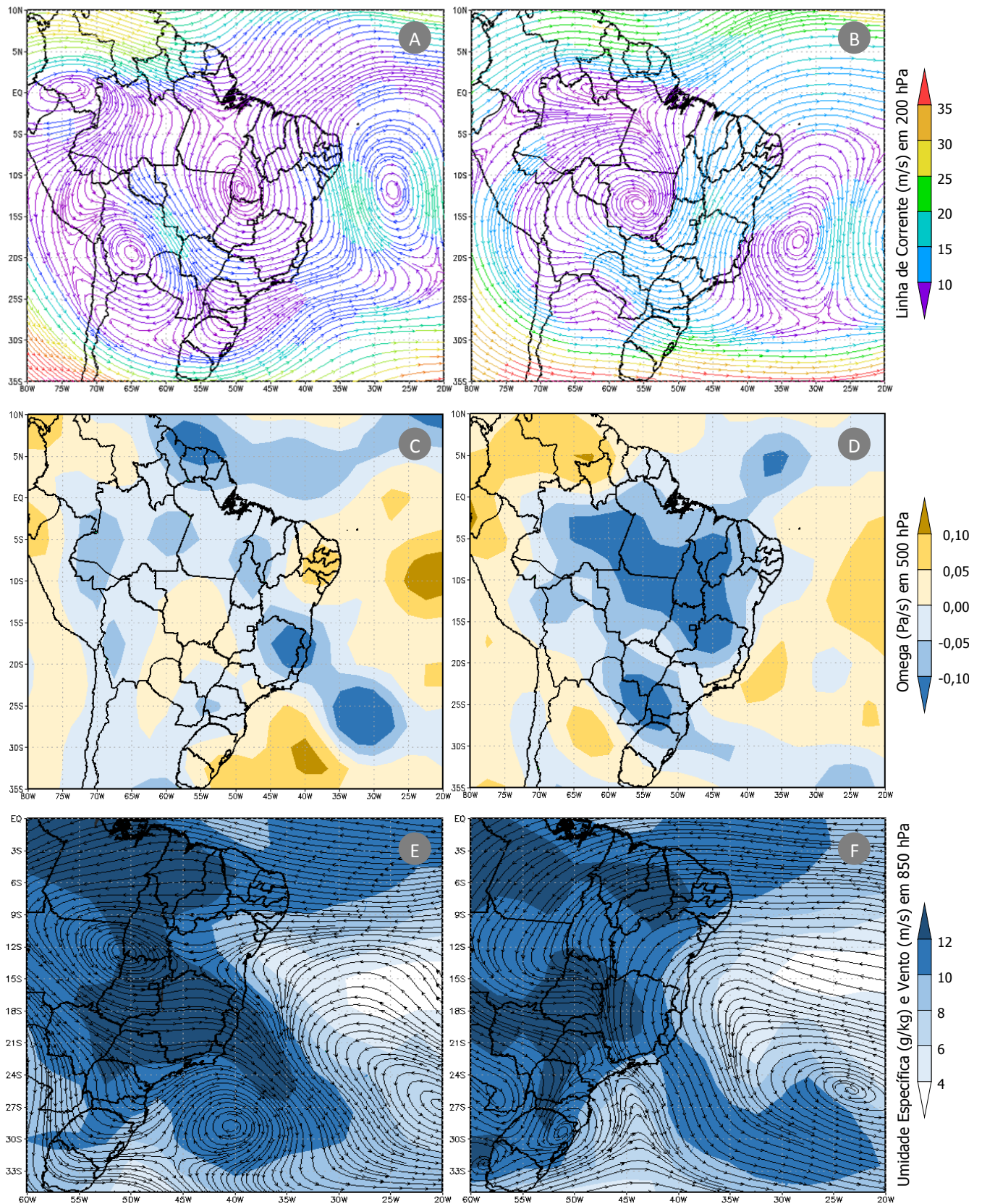


Figura 27 – Médias dos dias 25 e 26 (esquerda) e 27 e 28 (direita) para Linha de Corrente (m/s) em 200 hPa, Omega (Pa/s) em 500 hPa, e Umidade Específica (g/kg) e Vento (m/s) em 850 hPa.  
 Fonte: NCEP/NCAR Reanalysis 1 (NOAA).

Nos dias 27 e 28, o escoamento em 200 hPa (Figura 27b) indicou a AB se deslocando para sudoeste e se posicionado sobre o centro-oeste do Brasil. Com deslocamento semelhante, o VCAN passa a apresentar seu núcleo localizado a leste do ES e BA, favorecendo assim a instabilidade e convecção no interior do continente, próximo a borda do sistema, como observado na área de ventos mais intensos (em azul) à oeste do VCAN (Figura 27b) e nas imagens de satélite da Figura 26. Em 500 hPa (Figura 27d), os movimentos ascendentes seguem o deslocamento do escoamento de altos níveis e se concentram no interior do Brasil. Ao contrário do observado nos dias 25 e 26, nesse segundo padrão sinótico são observados movimentos descendentes sobre o estado do Rio de Janeiro, marcados pela inversão de sinal no campo de Ômega.

Em 850 hPa, a convergência de umidade está principalmente sobre os estados de Minas Gerais e Goiás, enquanto o litoral do Nordeste, ES e Rio de Janeiro já estão sobre influência da ASAS com seus tradicionais ventos de componente Norte (Figura 27f), corroborando com a inversão de sinal destacada anteriormente. Mais a sul da região de interesse, a frente estacionária – antes localizada no litoral Argentino – perdeu força durante seu deslocamento, e se transformou em uma perturbação na forma de cavado com ventos de sul produzindo nuvens e precipitação no sul do país e no estado de São Paulo, chegando ao Rio de Janeiro no dia 29 e dando fim a um longo período sem nuvens e precipitação no município.

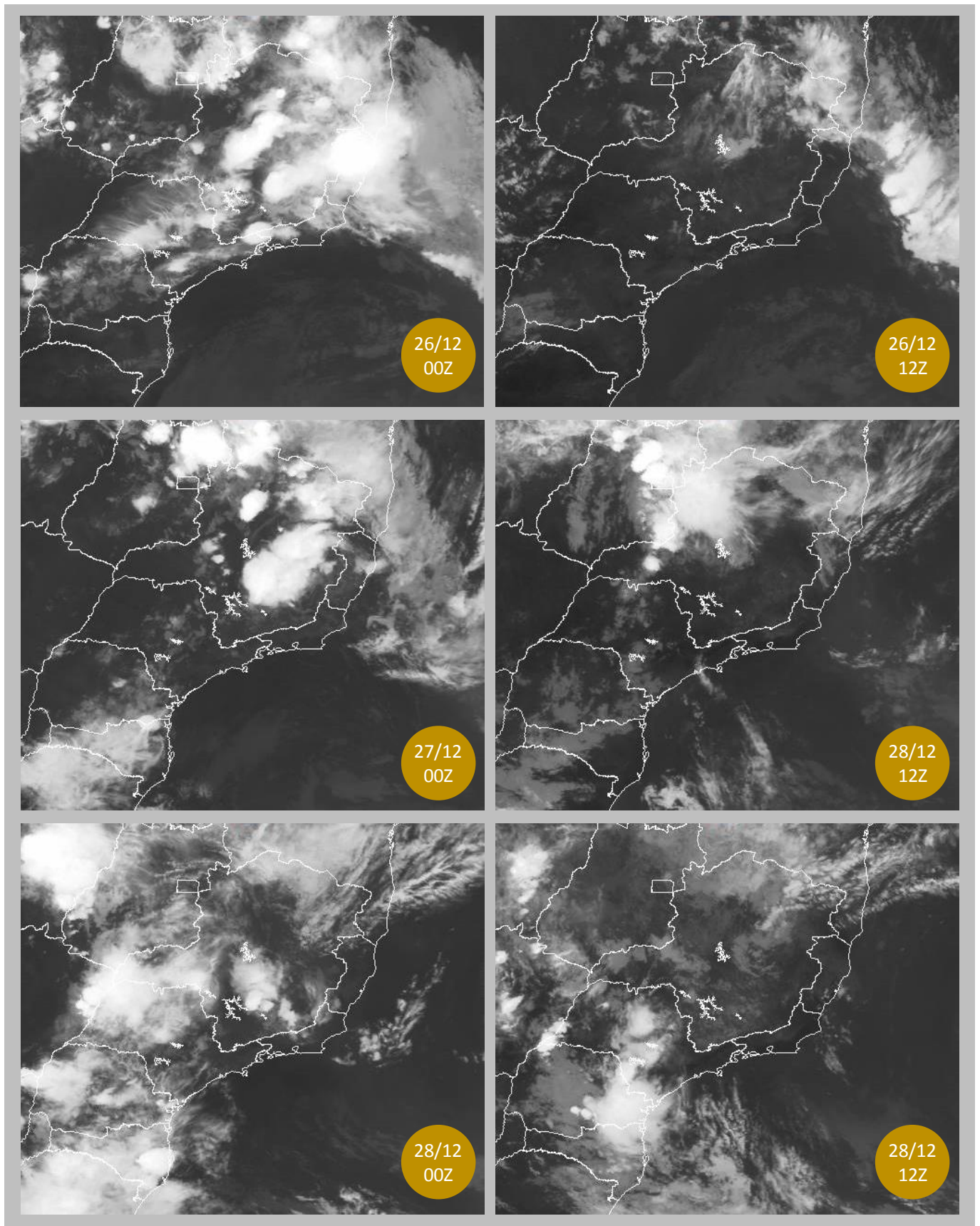


Figura 28 – Imagens do satélite GOES13 no canal infravermelho (direita) para o Sudeste do Brasil nos dias 25 e 26 de dezembro de 2013 às 12Z (09:00 HL). Fonte: CPTEC/INPE.

Analisando as imagens de satélite em um recorte para região Sudeste (Figura 28), observa-se que a proximidade da ZCAS nos dias 25 e 26 e o avanço do cavado no dia 28 produziriam diversas nuvens e, conseqüentemente, precipitações em diversas localidades ao redor da região de interesse, inclusive no próprio estado do Rio de Janeiro como no Vale do Paraíba, Região Serrana e Norte Fluminense (26/12 às 00Z). No entanto, durante os três dias do período referente ao estudo de caso, não foram registradas a presença de nuvens e nenhuma precipitação acumulada sobre a Baía de Sepetiba e nas demais localidades do litoral do estado, mostrando que as forçantes sinóticas exerciam pouca influência na BAI e favoreciam a circulação atmosférica local.

#### 6.2.2. Circulação da brisa de baía

Como recomendado em Cuxart *et al.* (2014), a evolução temporal da brisa marítima deve seguir uma sequência de fases: prévia (PV), preparatória (PP), desenvolvimento (DV), madura (MD) e decaimento (DC), cada etapa com padrões de circulação e intervalos de duração específicos. Apesar das dificuldades inerentes ao processo de identificação simultânea das principais características de cada fase, o esquema proposto permite uma melhor compreensão da circulação local e fornece um paradigma para comparar vários dias de brisa da baía sob diferentes condições (Figura 29).

A primeira fase (PV) têm início logo após o nascer do sol, quando a Temperatura da Superfície da Terra (TST) é significativamente menor que a Temperatura da Superfície do Mar (TSM), com duração entre 2 (trópicos) e 4 horas (latitudes médias), dependendo da intensidade da radiação solar. De maneira geral, durante os três dias do estudo de caso a circulação da brisa de baía iniciou após as 06:00 LT e perdurou até a “quebra” das camadas de inversão noturna dos dias anteriores, geralmente entre 07:30 e 08:00 LT (com

base em observações dos perfis de temperatura SODAR/RASS - não mostrados). Esses períodos coincidem com a diminuição da intensidade da brisa terrestre (ventos de componente N) suprimida pela convecção resultante do aquecimento da superfície terrestre nas primeiras horas do dia. Note que ventos calmos foram observados apenas perto do litoral (linha azul na Figura 29a) às 08:00 LT no primeiro dia e às 07:00 LT nos dias seguintes. Neste ponto, a fase PP começa com TST-TSM mudando de sinal para positivo, a camada limite convectiva começando a se estruturar, e o vento girando para direções S/SO próximo à linha de costa (alinhamento perpendicular).

Como mostrado na Figura 29b, o giro do vento apresentou um atraso nos dias 27 e 28 de dezembro, indicando que as brisas terrestres não diminuíram o suficiente para fornecer condições apropriadas para brisa de baía atingir ao litoral. Todos os dias também apresentaram um forte aumento na velocidade do vento exatamente no horário esperado (imediatamente após os ventos calmos), mas com as direções ainda de brisa terrestre (com exceção do primeiro dia). Esse comportamento mostra a importância de se compreender a interação com ventos de montanha formados no vale entre a Serra dos Órgãos e a Serra da Mantiqueira (também comentado por Pimentel *et al.*, 2014) para prever corretamente o momento de inversão de brisas, uma vez que a brisa terrestre e os ventos catabáticos podem apresentar as mesmas direções.



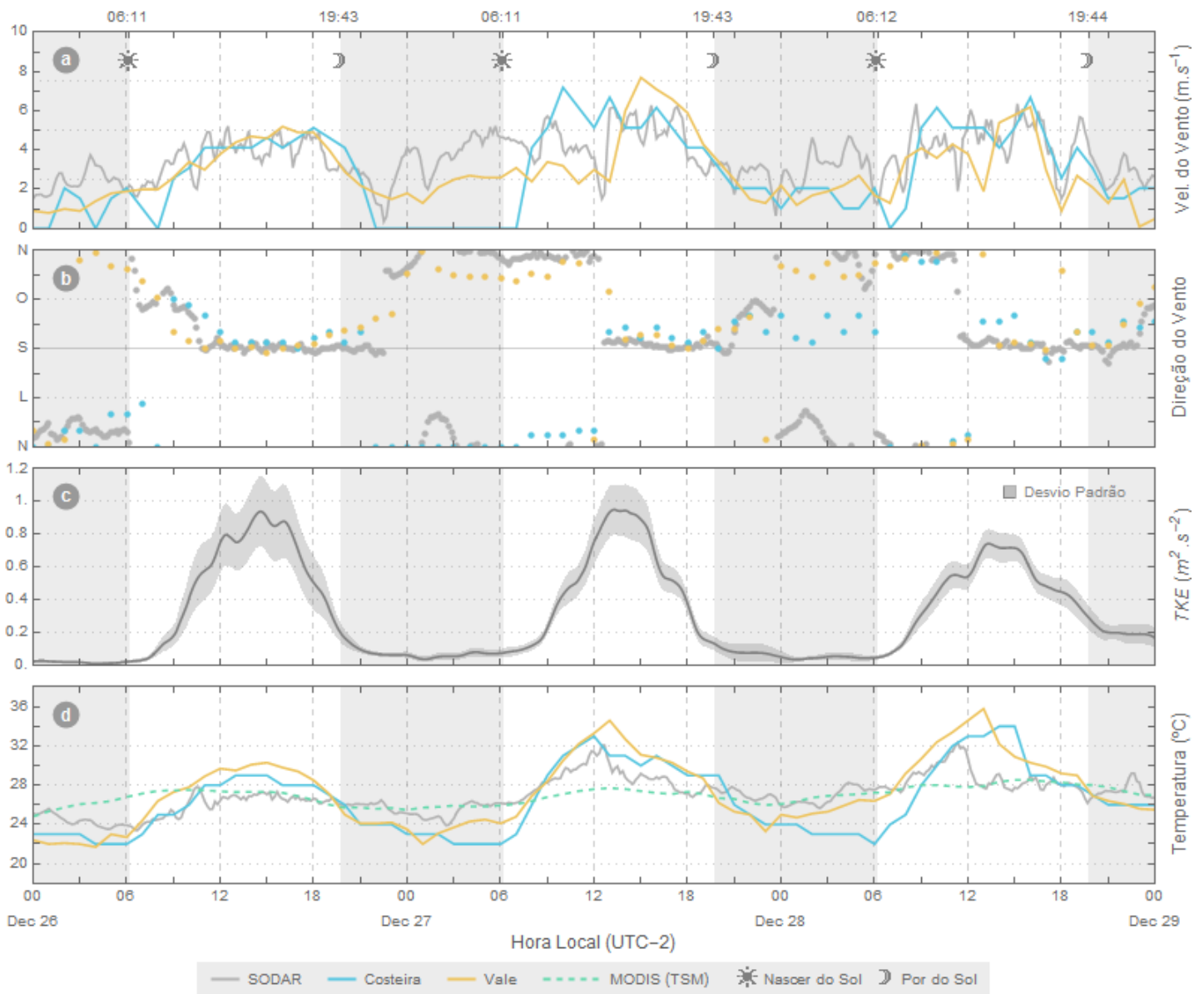


Figura 29 – Dados meteorológicos da BAI de 26 a 29 de dezembro de 2013. A velocidade (a) e a direção (b) do vento, juntamente com a temperatura do ar (d) foram medidas a 10 m e 2 m nas EMS, respectivamente. As medidas de SODAR/RASS são apresentadas apenas para o primeiro nível (40 m), exceto para TKE (c) que integra toda a coluna atmosférica medida (dados suavizados – médias móveis de 2 horas). Os dados TSM (MODIS) mostram as temperaturas médias de área sobre a baía de Sepetiba.

Nos horários seguintes, entre 09:00 e 11:00 LT, iniciam-se os períodos mais críticos da brisa da baía, a fase de desenvolvimento. Este período é caracterizado pelos maiores gradientes de temperatura e pressão entre a terra e a baía, fornecendo todas as condições para a ocorrência da frente de brisa (velocidades do vento  $\geq 3$  m/s), bem como a turbulência máxima (indicada por TKE na Figura 29c) e máximas diferenças TST-TSM

(Figura 29d). Durante a atuação da brisa de baía, as velocidades máximas do vento sempre ocorrerão durante a fase DV, quando o vento sopra perpendicularmente da baía para a terra, sugerindo o momento apropriado para observação CLI (discutido mais adiante). Perto das 14:00 LT, é possível observar a brisa da baía chegando no interior da costa (Estação Vale – linha amarela) com, aproximadamente, 1 hora de atraso em relação à estação Costeira; com um aumento na velocidade do vento e diminuição da temperatura do ar (Figura 29a,d).

Na sequência, a brisa da baía começa a se configurar formando a célula de circulação térmica e, conseqüentemente, induzindo as trocas de massa de ar entre a baía e a terra. Este período é chamado fase madura, quando a célula de circulação vertical entre baía e terra se estabelece (como aquela apresentada na Figura 3) com ventos em superfície divergentes sobre a baía e convergentes no interior da costa. Através dos valores da TKE (Figura 29c) é possível observar que o escoamento já se encontra em regime estacionário e não apresenta obstáculos para adentrar a linha de costa.

Nos 3 dias do estudo de caso essa fase perdurou entre 3 e 5 horas com velocidades do vento, TST-TSM e TKE quase constantes e uma lenta diminuição na temperatura resultante da ação do mecanismo de brisa. Acredita-se que a duração da fase MD foi superior aquelas encontradas na literatura (Cuxart *et al.*, 2014) devido ao maior gradiente TST-TSM típico das regiões tropicais. Demandando mais tempo para atuação da brisa prover o resfriamento no interior da linha de costa.

Tabela 6 – Detalhamento dos estágios da brisa de baía para os três dias consecutivos do estudo de caso (26 a 28 de dezembro de 2013).

Fase	Padrões	Intervalos de Duração (Hora Local)			
		Dez 26	Dez 27	Dez 28	Cuxart <i>et al.</i> (2014)
Prévia	(a) TST < TSM	06:00-09:00	06:00-08:00	06:00-09:00	04:30-07:30
	(b) Aquecimento Inicial no Vale	3 horas	2 horas	3 horas	3 horas
	(c) Ventos fracos/calmos na Costa	(a, b, c)	(a, b, c)	(a, b, c)	
Preparatória	(d) TST > TSM	09:00-10:00	08:00-09:00	09:00-11:00	07:30-09:00
	(e) Quebra da Inversão Térmica	1 hora	1 hora	2 horas	1.5 horas
	(f) Giro do vento na costa	(e, f)	(d, e)	(d, e)	
Desenvolvimento	(g) TST » TSM	10:00-13:00	09:00-14:00	11:00-15:00	09:00-12:00
	(h) Giro do vento no Vale	3 horas	5 horas	4 horas	3 horas
	(i) Frente de Brisa	(g, h, i)	(f, g, h, i, j)	(f, g, h, i, j)	
	(j) Máxima Turbulência na Costa				
Maturação	(k) Ventos quase constantes	13:00-17:00	14:00-18:00	15:00-19:00	12:00-15:00
	(l) TKE quase constante	4 horas	4 horas	4 horas	3 horas
	(m) TST-TSM quase constante	(j, k, l, m, n)	(k, m, n)	(l, m, n)	
	(n) Temperatura caindo lentamente				
Decaimento	(o) Ventos enfraquecendo	17:00-21:00	18:00-22:00	19:00-23:00	15:00-19:00
	(p) T e TKE decaem	4 horas	4 horas	4 horas	5 horas
	(q) Giro do vento/calmaria na Costa	(o, p, q, r)	(o, p, q, r)	(o, p, q, r)	
	(r) TST-TSM mudando sinal				

Nos horários seguintes ao pôr do sol (após 18:00 LT), a radiação solar incidente desaparece, o gradiente TST-TSM se aproxima dos seus menores valores no ciclo diário, e a fase final da brisa de baía (DC) inicia o processo de transição para a circulação da brisa terrestre. Durante este período, todos os parâmetros avaliados diminuem lentamente até quando a velocidade do vento diminui para calmaria e o gradiente TST-TSM se torna negativo, proporcionando as condições para a iniciação da brisa terrestre. Um resumo desta seção pode ser encontrado na Tabela 6, onde é possível observar uma boa concordância entre as fases da brisa da baía encontradas no presente estudo e por Cuxart *et al.* (2014) para brisa marítima em latitudes médias.

### 6.2.3. Análise dos parâmetros de escala local

Identificadas as cinco fases da brisa de baía, nesta seção são apresentados os resultados das variáveis de escala local. Assim, a Figura 30 apresenta séries temporais de velocidade de fricção  $u_*$  (a), fluxo de calor sensível na superfície  $H_0$  (b), diferenças de temperatura vertical e horizontal (c) e altura de inversão (d) durante três dias do período de estudo. Observe que as fases da brisa de baía descritas na Tabela 6 foram demarcadas ao fundo.

Como comentados em diversos estudos da literatura, os resultados diretos do SODAR/RASS para  $H_0$  (pontos cinzas na Figura 30b) também apresentaram problemas com relação ao número de observações, e a parametrização alternativa proposta em Melas (1993) foi aplicada utilizando a Equação (15) para obter um  $H_0$  contínuo baseado em medições  $\sigma_w$  (linha contínua cinza na Figura 30b). Considerando o baixo número de observações (principalmente no segundo e terceiro dias), a parametrização de Melas (1993) mostrou-se representativa para a região estudada e mostrou a importância de métodos alternativos para regiões tropicais onde o SODAR / RASS não consegue capturar a altura da CLA durante condições convectivas. Esporádicos ou não, é importante destacar a ausência de medições de  $u_*$  e  $H_0$  durante a noite. Essa limitação específica do SODAR/RASS resulta da adoção das relações de Businger-Dyer apenas para condições instáveis (Melas *et al.*, 2000), e uma abordagem semelhante para condições estáveis não seria possível utilizando apenas as variáveis medidas nas sondagens acústicas. De qualquer forma, uma comparação direta entre diferentes metodologias é apresentada na Figura 31, indicando uma subestimação dos valores de  $H_0$  pela Equação (15), apesar da boa correlação ( $R= 0,86$ ) encontrada em comparação com os dados observados.

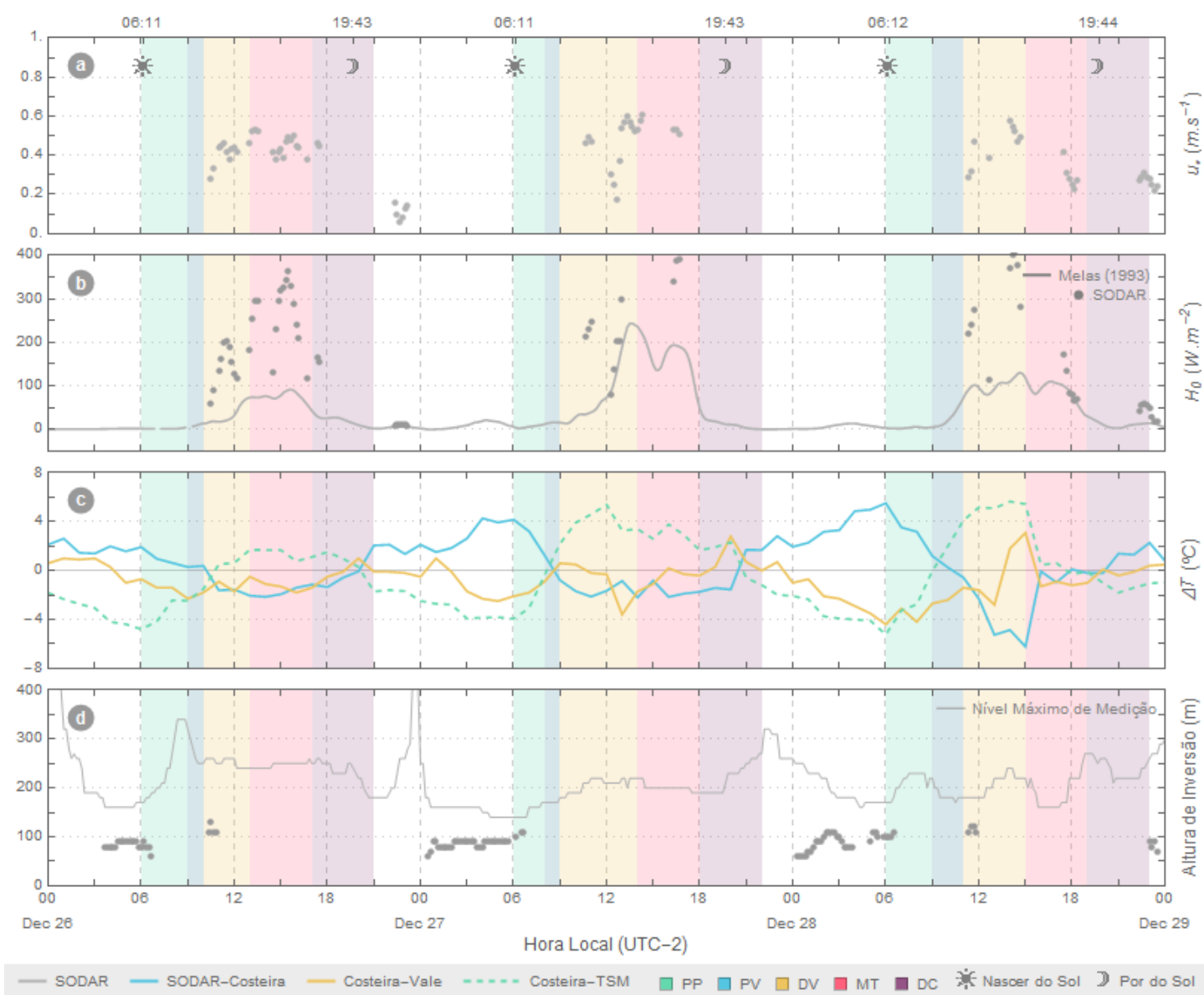


Figura 30 – Medidas SODAR/RASS de (a) velocidade de fricção ( $u_*$ ), (b) fluxo de calor sensível em superfície ( $H_0$ ) e (d) altura de inversão no período entre 26 e 29 de dezembro de 2013. Além disso, são apresentadas as diferenças de temperatura verticais e horizontais (c) entre as estações: SODAR×Costeira (linha azul, respectivamente à 40 e 2 m), Costeira×Vale (linha amarela, ambas à 2 m) e Costeira×TSM (linha verde pontilhada, respectivamente à 2 e 0 m).

Outros parâmetros importantes relacionados às circulações térmicas são os gradientes verticais e horizontais de temperatura entre a baía e a terra. Como a referência de temperatura sobre a baía de Sepetiba foi feita utilizando uma medida remota na superfície (TSM) e é correspondente a uma área determinada, ou seja, sem uma localização específica, a presente análise utilizara das diferenças de temperatura ao invés de gradientes. Portanto, a Figura 30c apresenta diferenças de temperatura horizontal ( $\Delta T$ )

entre as estações Costeiras e Vale (separadas por ~ 22 km) e entre a estação Costeira e a área de TSM. Para a  $\Delta T$  vertical, o primeiro nível de medição de SODAR/RASS (40 m) foi comparado com a estação Costeira (2 m).

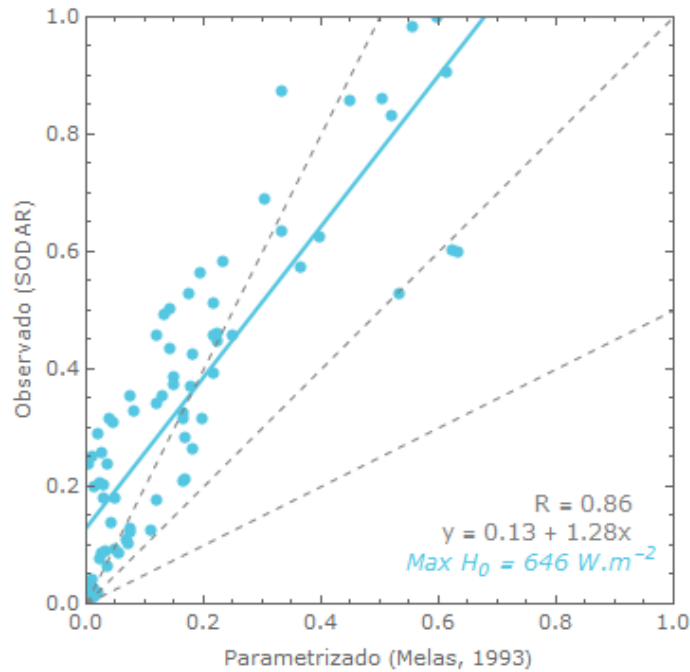


Figura 31 – Comparação entre os fluxos de calor sensível em superfície  $H_0$  resultantes das medidas SODAR/RASS (observado) e da formulação de Melas (1993) com base no  $\sigma_w$  medido via SODAR (parametrizado). A normalização foi realizada utilizando o valor máximo observado de  $H_0$  entre ambos os dados ( $646 \text{ W/m}^2$ ).

Em geral, os resultados obtidos para os  $\Delta T$  horizontais estão de acordo com os comportamentos físicos esperados em uma região costeira tropical, com TST maior do que a TSM durante o dia e inversão de sinais durante a noite (Figura 30c, linha tracejada verde). O mesmo ocorre com a  $\Delta T$  entre o litoral da costa e do interior, onde as circulações de brisa de baía/terra atuam de/para o interior da costa e a área sobre a baía. É importante destacar que a temperatura do ar no interior do vale sempre se mantém superior àquela encontrada na linha de costa, demarcando a conhecida região de ilha de calor da RMRJ. Os únicos momentos em que essa situação se inverte são aqueles associados a penetração da frente de brisa no interior do vale, reiterando a importância da circulação de brisa para manutenção do conforto térmico na BAI. A  $\Delta T$  vertical também apresentou o ciclo

esperado, onde sua magnitude sugere que as maiores diferenças ocorrem durante a madrugada (condições estáveis), diminuindo a intensidade com o início da fase preparatória e alterando o sinal durante a transição entre as fases PV e DV. Os resultados mostram a menor amplitude de  $\Delta T$  em 26 de dezembro e a máxima no último dia.

#### 6.2.4. Estrutura vertical da CLI

Apesar das limitações do SODAR/RASS na captura da altura da camada limite atmosférica em condições convectivas, as sondagens acústicas são reconhecidamente capazes de detectar a altura de inversão  $z_i$  (m) sempre que estas ocorrem dentro do seu limite de medição. Por exemplo, durante os casos de camada limite noturna e/ou casos CLI (Melas, 1993). Não diferente da literatura, nota-se na Figura 30d que as observações de  $z_i$  ocorreram apenas durante a noite (condições estáveis). No entanto, algumas exceções foram observadas nos dias de 26 e 28 de dezembro, quando registros de  $z_i$  apresentaram nos perfis verticais de temperatura inversões de até 130 m de altura por alguns minutos durante o dia. Ambos os episódios ocorrem exatamente durante a fase de desenvolvimento da brisa de baía, quando a velocidade do vento, a intensidade da turbulência e o TST-TSM alcançam seus valores máximos, fornecendo todas as condições mínimas para formação da CLI ao longo da costa.

Assim, respectivamente na Figura 32 e na Figura 33 são apresentados os perfis verticais médios de velocidade do vento  $u(z)$ , da temperatura potencial  $\theta(z)$  e da  $TKE(z)$  dos dias 26 e 28 de dezembro. Em ambos os casos, foram observados apenas quatro registros consecutivos de  $z_i$ , totalizando 40 minutos de CLI. Para facilitar a visualização dos resultados, foram realizadas médias nível a nível produzindo um perfil médio dos 40 minutos: antes, durante e após as observações do IBL. O intervalo escolhido para executar

as médias temporais foi baseado no número de observações  $z_i$ , e a média da variável na coluna atmosférica foi utilizada como balizador.

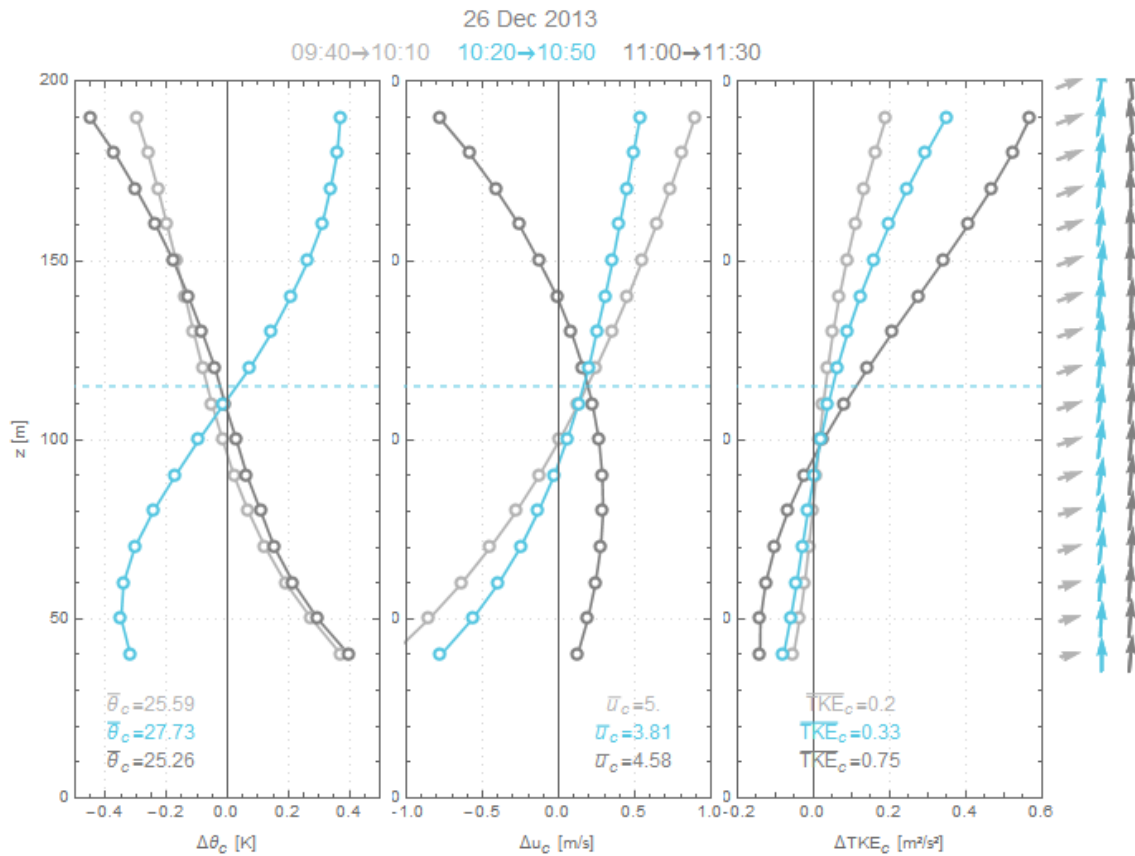


Figura 32 – Perfis verticais de temperatura potencial  $\theta$  ( $^{\circ}C$ ), velocidade  $u$  ( $m/s$ ),  $TKE$  ( $m^2/s^2$ ) e direção do vento (vetores), para 26 de dezembro de 2013. As linhas azuis representam os perfis médios durante a formação do CLI (40 min) e a linha horizontal tracejada a Altura de Inversão média de acordo com os dados SODAR/RASS. As linhas cinza clara e escura representam períodos anteriores e posteriores (também 40 min), respectivamente.

Em um primeiro momento, é possível observar dois padrões diferentes de formação de CLI atuando sobre o litoral de Santa Cruz. Ambos os padrões apresentam uma camada de inversão em torno de 115 m acima do nível do solo e mostram uma advecção de massa de ar sobre diferentes propriedades de superfície. O primeiro padrão (Figura 32) é caracterizado por perfis de temperatura muito semelhantes entre si nos períodos anteriores e seguintes a formação de CLI, explicados pelos ventos cruzando a linha de costa em ambos os casos (com componentes  $v$  negativos).



Durante o dia 26 de dezembro, o giro do vento mudando da brisa terrestre para brisa de baía ocorreu de forma demasiadamente lenta, apresentando ocasionalmente uma notável componente oeste durante a transição (vetores à direita da Figura 32, ou Figura 29a). Por outro lado, no 28 de dezembro (Figura 33) os ventos do período anterior a CLI apresentaram direções alinhadas ao interior do Vale (direção da brisa terrestre) e, conseqüentemente, resultaram em temperaturas sobre a terra maiores que o caso anterior ( $\bar{\theta}_c$  até 5°C acima dos encontrados em 26 de dezembro). Neste caso, o perfil de velocidade (linha cinza clara no gráfico central da Figura 33) mostrou uma CLA bastante estratificada enquanto a brisa terrestre atuava, mudando completamente para uma CLA com bastante mistura durante e após a formação da CLI (pouca variação vertical na coluna atmosférica). Isso é explicado pela turbulência mecânica gerada no litoral durante a formação da CLI, onde ambos os casos apresentaram redução nas velocidades de vento médias na coluna (5,00→3,81 m/s no dia 26 e 5,04→3,43 m/s no dia 28). Tal redução é resultado da conversão de energia em TKE, que na mudança de brisa terrestre para brisa de baía, aumentou seu valor médio da coluna atmosférica em 65% no primeiro caso (dia 26) e 27% no segundo caso (dia 28).

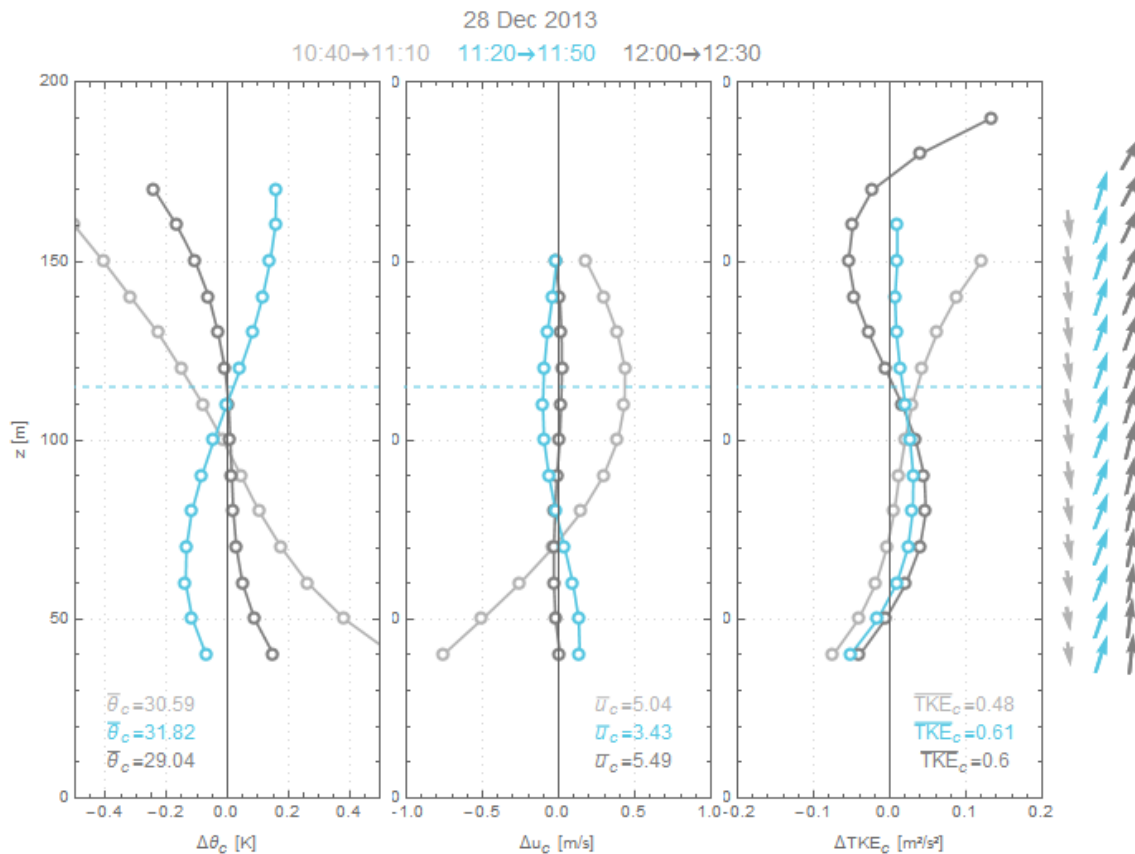


Figura 33 – Perfis verticais de temperatura potencial  $\theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), velocidade  $u$  ( $\text{m/s}$ ),  $TKE$  ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) e direção do vento (vetores), para 28 de dezembro de 2013. As linhas azuis representam os perfis médios e a linha horizontal tracejada a Altura de Inversão média durante a formação do CLI (40 min) de acordo com os dados SODAR/RASS. As linhas cinza clara e escura representam períodos anteriores e posteriores (também 40 min), respectivamente.

Note que no dia 28 de dezembro a formação CLI apresentou não apenas redução na velocidade do vento, mas também um perfil vertical diferente com uma velocidade mínima no nível de altura de inversão (3,3 m/s à 110 m) e um máximo na metade da CLI (3,6 m/s à 60 m). Este comportamento pode ser explicado usando Figura 34 (observe os vetores no centro do domínio), onde o primeiro nível de SODAR/RASS (40 m) mostra ventos sul-sudoeste condizentes com a brisa baía atingindo o litoral às 12:00 LT, enquanto a estação de superfície Costeira (SBSC) ainda apresenta direções da brisa terrestre (norte) à 10 m de altura. Esta configuração sugere um intenso cisalhamento direcional do vento próximo a superfície que atravessa uma brusca mudança de rugosidade ao adentrar a linha de costa e cria duas camadas distintas com diferentes dinâmicas e propriedades físicas, onde a mais baixa também é reconhecida como CLI.

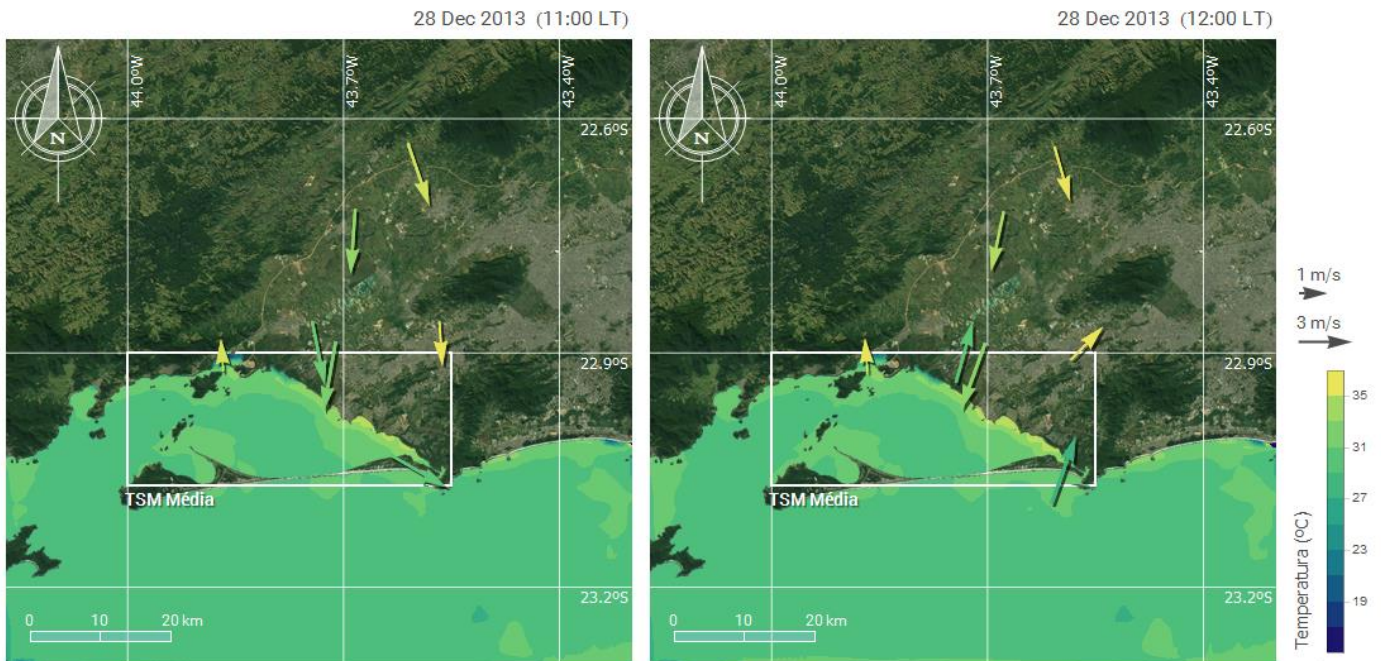


Figura 34 – Estimativas de TSM via imagem de satélite (MODIS Aqua) para os horários anterior e posterior aos registros de CLI no dia 28 de dezembro de 2013. A área utilizada para mediação da TSM é apresentada pelo retângulo branco, e os vetores representam o vento nas 6 EMS (10m) e SODAR/RASS (40m), onde a coloração apresenta a temperatura do ar à 2 m utilizando a mesma escala da TSM.

Ainda analisando a Figura 33, é importante destacar a parte superior do perfil vertical de TKE do período seguinte a formação de CLI (linha cinza escura), onde o perfil observado se aproxima do perfil teórico esperado para essa grandeza física: com valores máximos na metade da CLI e valores mínimos no seu topo. Algo semelhante pode ser observado durante a CLI (linha azul), porém de forma mais discreta. Essa configuração sugere que a CLI perdurou mais do que os 40 minutos registrados pelo SODAR/RASS e, inclusive, expandiu a camada para níveis entre 150 e 170 m acima do solo (aumento aproximado de 40%). É possível que as sondagens não tenham capturado a expansão da CLI por suas medidas máximas ficarem limitadas à 170 m conforme apresentado na Figura 30d (linha contínua).

### 6.2.5. Estimativa da altura da CLI

A altura de CLI  $h_i$  (m) é o comprimento vertical onde as propriedades da superfície são preservadas sem influência da massa de ar advectada sobre o CLI, e é marcada principalmente por descontinuidades nos primeiros níveis dos perfis verticais de velocidade de vento e temperatura potencial. Normalmente,  $h_i$  tem início da interface ( $h_i = 0$ ) entre diferentes características de superfície (rugosidade, temperatura, umidade, etc.) e se estende na direção perpendicular a esta interface até que a diferença entre a massa de ar advectada e a massa de ar da superfície atinjam o equilíbrio entre si. Os valores máximos variam entre 50 a 500 m, mas podem superar esses valores em condições extremas (Garratt, 1990).

Sabendo a ocorrência de períodos de formação de CLI durante os dias 26 e 28 de dezembro de 2013 através da análise apresentada na seção anterior, duas fórmulas analíticas simples foram aplicadas para estimar as alturas de CLI no momento em que a frente de brisa atinge o litoral: Weisman (1976) que tem no fluxo de calor sensível seu principal termo (8) e Raynor *et al.* (1979) que considera a diferença de temperatura terra-mar como principal termo de sua formulação (9). Como os dados meteorológicos que resolvem ambos os modelos possuem resolução temporal de uma hora e ambos os registros de CLI ocorreram em horas fracionadas, foram utilizados os dados dos horários que antecedem os eventos: 10:00 HL para o dia 26 e 11:00 HL para o dia 28.

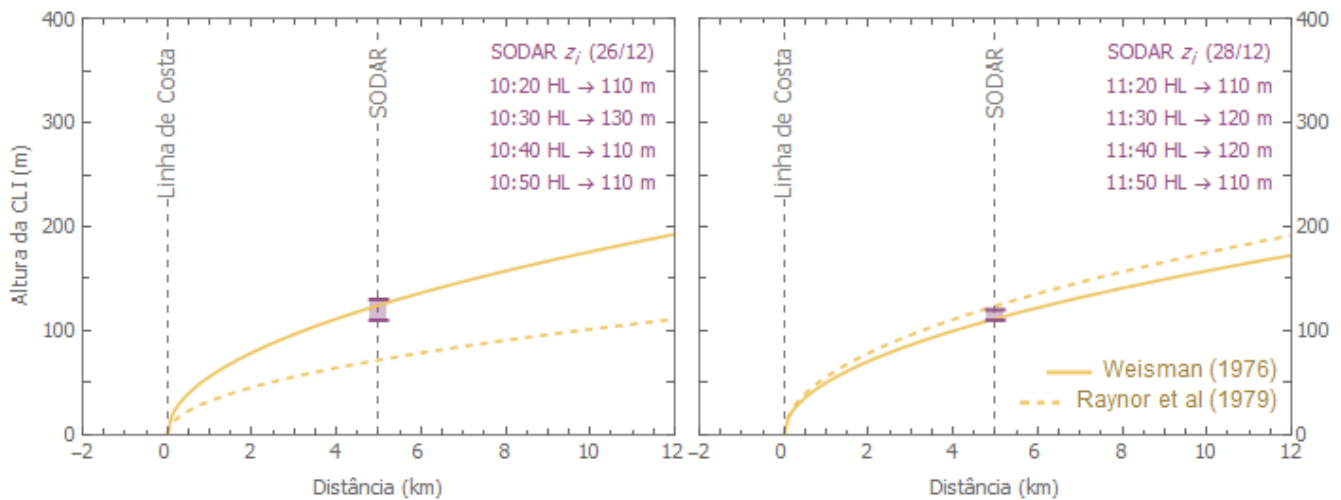


Figura 35 – Estimativas de altura IBL ( $z_i$ ) no eixo transversal à linha de costa para 26 de dezembro de 2013 às 10:00 HL (esquerda) e 28 de dezembro de 2013 às 11:00 HL (direita) usando as formulações de Weisman (1976) e de Raynor *et al.* (1979). Posicionado a 5 km do litoral, estas medições SODAR/RASS (intervalo em roxo) são as únicas disponíveis para períodos diurnos em todo estudo de caso, e ambas foram registradas durante a fase de desenvolvimento da brisa da baía.

Os resultados de ambos os períodos de CLI são apresentados na Figura 35, onde as duas fórmulas foram aplicadas a partir do litoral ( $x = 0$ ) até 12 km em direção ao interior do vale. Esta distância foi escolhida considerando-se que a velocidade média do vento durante esses casos (3,1 e 5,1 m/s, respectivamente) ocorreu por aproximadamente 40 minutos e proporcionou alcance de CLI entre 8 e 12 km da linha de costa.

De maneira geral, os resultados utilizando as formulações citadas mostram uma boa estimativa da altura da CLI à 5 km da interface terra-mar (posição do SODAR/RASS) para ambos os dias. A exceção foi a formulação de Raynor *et al.* (1979), que subestimou a altura da CLI em torno de 50% a 5 km em 26 de dezembro. Como discutido na Seção 6.2.3, a menor diferença de temperatura terra-mar observada neste dia (Figura 30c) explica os valores subestimados pela Equação (8), indicando uma das limitações de utilizar uma formulação baseada em TST-TSM. Principalmente quando considerado um corpo de águas rasas em regiões tropicais como a Baía de Sepetiba, que apresentou TSMs

de 2 a 4°C mais elevadas que o Oceano Atlântico, limitando o estabelecimento de grandes gradientes de temperatura para geração da brisa de baía (Figura 36).

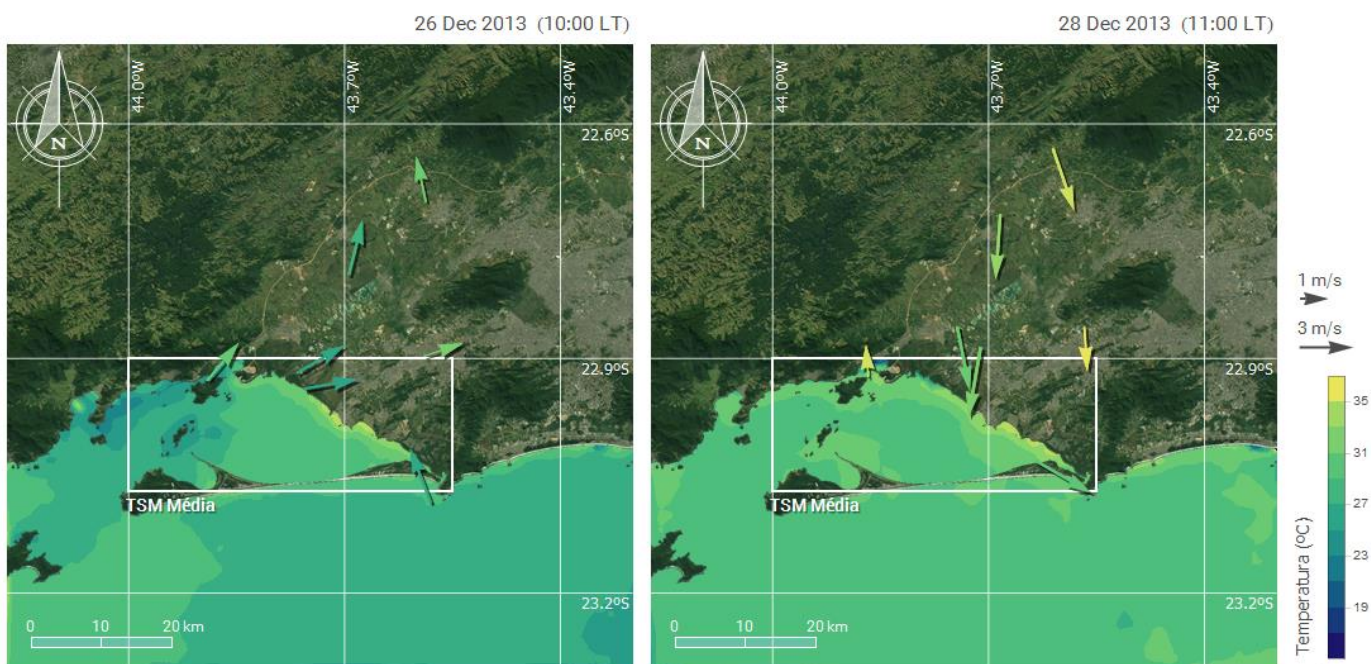


Figura 36 – Estimativas de TSM via imagem de satélite (MODIS Aqua) para os horários anteriores aos registros de CLI nos dias 26 e 28 de dezembro de 2013. A área utilizada para mediação da TSM é apresentada pelo retângulo branco, e os vetores representam o vento nas 6 EMS (10m) e SODAR/RASS (40m), onde a coloração apresenta a temperatura do ar à 2 m utilizando a mesma escala da TSM.

Por outro lado, a formulação de Weisman (1976) provou concordar com os dados observados em ambos os casos, capturando com precisão a altura da CLI à 5 km da costa com  $h_i$  de até 130 m. Seguindo as projeções apresentadas por este modelo, estima-se que a CLI pode alcançar alturas da ordem dos 200 m no interior do Vale, aumentando ainda mais a relevância de estudar o fenômeno nesta região industrializada que dificilmente possui emissões atmosféricas acima deste nível (caso de aprisionamento de pluma). No entanto, também é importante destacar a dependência de medidas contínuas do  $H_0$ , frequentemente problemática nos resultados diretos do SODAR/RASS. A formulação alternativa proposta por Melas (1993) e testada no presente estudo parece ser uma maneira razoável de contornar esse problema, mesmo considerando os valores levemente subestimados de  $H_0$  encontrados aqui.

Observando as características físicas da formação de CLI e os resultados apresentados acima, acredita-se que o fluxo de calor sensível seja realmente a variável mais apropriada para governar parametrizações de  $h_i$  em regiões tropicais, uma vez que o mesmo representa o vigor da turbulência produzida pelo aquecimento da superfície e o quanto a CLI se expande horizontalmente em direção ao interior da costa (alcance).

### 6.3. Modelagem do escoamento superficial

Ano após ano o uso da modelagem atmosféricas para o estudo e reprodução de eventos meteorológicos particulares tem se apresentado como uma importante ferramenta para o entendimento da formação, atuação e impactos destes fenômenos sobre uma determinada região. A destreza na representação de campos das variáveis temperatura, umidade e pressão é notoriamente conhecida. Porém, dificuldades na representação dos campos de vento ainda persistem nos modelos do gênero, principalmente quando aplicados para regiões com características fisiográficas de grande complexidade como regiões montanhosas, costeiras e/ou urbanas (Paiva *et al.*, 2014).

Nesse contexto, são apresentados nesta seção os resultados da modelagem atmosférica utilizando o modelo WRF para reprodução do escoamento na região costeira da Baía de Sepetiba, Oeste da RMRJ, no período referente ao estudo de caso (Seção 6.2). De forma resumida, nesse período entre 26 e 28 de dezembro de 2013 foram registrados três ciclos completos e consecutivos de brisas terrestre e de baía, sendo dois deles com registros de formação de CLI nas regiões próximas à linha de costa.

### 6.3.1. Análise estatística das simulações com WRF

Antes de analisar os resultados da modelagem atmosférica, é importante tomar conhecimento do quanto estas simulações conseguiram representar o escoamento observado na rede de monitoramento atmosférico local. Assim, conforme descrito na Seção 5.6.3, são apresentados aqui os índices estatísticos comparando os resultados do modelo WRF com os dados monitorados nas 6 EMS utilizadas do presente estudo, bem como aqueles medidos via SODAR/RASS. Os resultados do WRF foram extraídos da grade mais refinada (resolução horizontal de 500 m) nos pontos mais próximos aos locais de comparação e nos níveis verticais condizentes com as medições de temperatura do ar (2 m) e velocidade e direção do vento (10 m). Para a avaliação dos resultados da estrutura vertical, foram criadas funções interpoladas entre os níveis verticais do modelo (28, 48 e 52 níveis) para as variáveis temperatura potencial ( $\theta$ ), componente zonal do vento ( $u$ ) e componente meridional do vento ( $v$ ), e calculados seus respectivos valores nos níveis de 50, 100, 200 e 300 m acima do solo.

Vale ressaltar que nessa seção serão avaliados apenas os resultados referentes as simulações com esquema de CLA YSU. Aquelas utilizando o esquema MYNN foram descartadas por não terem apresentado resultados fisicamente compatíveis nas variáveis avaliadas para região de interesse, com destaque para o campo de temperatura do ar à 2 m que apresentou amplitudes térmicas diárias na ordem dos 7°C com mínimas de -3 e máximas de 4°C. Apesar desta parametrização de CLA ser recomendada em alguns trabalhos da literatura para o estudo da formação de CLI em regiões costeiras (ver Floors *et al.*, 2013), sua aplicação neste estudo de caso se mostrou incoerente. Através dos resultados obtidos no presente trabalho, acredita-se que tal discrepância resulte de uma má representação do campo térmico que, conseqüentemente, teve impacto direto no



campo de vento. Como o estudo de Floors *et al.* (2013) aplicou o WRF utilizando este esquema para o norte da Europa (latitudes médias), possivelmente sua aplicação em regiões tropicais ainda encontre dificuldades na solução do campo térmico. No que tange a problemas numéricos, não foram reportados erros ou interrupções durante a execução do modelo usando o esquema MYNN e o tempo utilizado para as simulações foram semelhantes aqueles obtidos nas simulações utilizando o esquema YSU.

a) Escoamento em superfície

Para avaliar quantitativamente como o modelo WRF representou o escoamento em superfície na região costeira da Baía de Sepetiba são apresentados na Tabela 7 os índices estatísticos Erro Médio (Bias) e Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE) para as 6 EMS do estudo. Apenas para estabelecermos numericamente qual das três configurações empregadas (28, 48 ou 52 níveis verticais, Tabela 3) apresentou o melhor resultado para cada variável, os mesmos foram destacados (sublinhados) e contabilizados ao fim da tabela.

De maneira geral, observa-se que a configuração Padrão do WRF (*default*, 28 níveis) apresentou um melhor desempenho na variável temperatura do ar à 2 m com melhores resultados em 10 de 12 índices avaliados. Para a variável velocidade do vento, 9 dos 12 índices foram melhores na configuração Conservadora (48 níveis), e para a direção do vento os melhores resultados ficaram divididos entre as três configurações. Usualmente esta avaliação não deve se reter apenas a estes números, pois os melhores resultados frequentemente são muito próximos aos demais e uma comparação direta entre os índices dificilmente supera 10% de seus valores. Deste modo, observa-se que a configuração Conservadora apresentou os melhores resultados, uma vez que nos casos em que não obteve o melhor índice, ficou muito próximo dele. O segundo melhor

resultado foi obtido utilizando a configuração Padrão, que obteve os melhores índices na maioria dos casos, mas nas demais situações se manteve distante dos melhores índices. Por último, temos a configuração Refinada (52 níveis) que apresentou um grande número de melhores índices, mas também ficou muito distante nos demais casos.

Tabela 7 – Índices estatísticos comparando os dados horários observados nas 6 EMS com as simulações WRF (28, 48 e 52 níveis) do estudo de caso (26 a 28 de dezembro de 2013). O valor ideal para ambos os índices é 0 e os valores sublinhados destacam os melhores resultados entre as simulações.

		Temperatura do Ar (°C)			Velocidade do Vento (m/s)			Direção do Vento (°)		
		28n	48n	52n	28n	48n	52n	28n	48n	52n
Estação Costeira	Bias	<u>-0.32</u>	-0.62	-0.78	-0.10	<u>-0.09</u>	-0.26	-30.93	-28.38	<u>-24.67</u>
	RMSE	2.05	2.06	<u>2.00</u>	1.72	<u>1.69</u>	<u>1.69</u>	66.10	<u>57.98</u>	59.82
Estação Vale	Bias	<u>-0.88</u>	-0.97	-0.96	<u>0.63</u>	<u>0.63</u>	1.04	-23.12	-21.68	<u>-18.55</u>
	RMSE	<u>1.24</u>	1.32	1.44	<u>1.19</u>	1.36	1.75	<u>76.82</u>	86.69	79.45
Estação Serrana	Bias	0.08	<u>-0.06</u>	-0.20	0.48	0.49	<u>0.43</u>	-26.41	-36.56	<u>-17.34</u>
	RMSE	<u>2.70</u>	2.73	2.85	<u>1.36</u>	1.54	<u>1.36</u>	99.98	<u>98.69</u>	103.83
Estação Restinga	Bias	<u>-1.75</u>	-1.89	-2.10	-0.08	<u>0.01</u>	0.14	<u>-16.99</u>	-20.08	-23.97
	RMSE	<u>2.64</u>	2.81	2.99	1.65	<u>1.56</u>	1.64	<u>71.15</u>	82.84	86.05
Estação Costa Norte	Bias	<u>-3.58</u>	-4.12	-3.88	0.95	<u>0.47</u>	0.76	<u>-39.03</u>	-54.26	-71.86
	RMSE	<u>5.12</u>	5.19	5.21	2.02	<u>1.07</u>	1.24	<u>84.91</u>	97.40	111.93
Estação Vale Urbano	Bias	<u>-2.30</u>	-2.46	-2.52	0.68	<u>0.46</u>	0.63	-31.68	-12.79	<u>-12.55</u>
	RMSE	<u>3.01</u>	3.16	3.25	1.12	<u>0.94</u>	<u>0.94</u>	82.66	<u>79.14</u>	81.92
Total Melhores (/12)		10	1	1	3	9	4	5	3	4

Tomando a configuração Conservadora (48 níveis) como referência e considerando a confiabilidade das estações Serrana, Vale Urbano e Costa Norte (ver Seção 6.1.2), observa-se que os melhores índices foram registrados na Estação Costeira, seguidos da Vale, Vale Urbano, Restinga, Serrana e Costa Norte. De modo geral, a temperatura do ar foi subestimada em todas os pontos avaliados, com índices dentro de um limite aceitável em todas as estações, a exceção da Costa Norte. Nos índices RMSE, o WRF mostrou dificuldades na representação das máximas diárias que foram subestimadas em até 3,16°C na Vale Urbano (~11% da média observada para estação, ver Tabela 5).

No que tange a velocidade do vento, ao avaliar os valores médios observados em cada estação (Tabela 5), nota-se uma leve superestimativa do vento com erros relativamente baixos para uma região onde as velocidades médias são de 3 m/s. Para a direção do vento, foram observados erros médios (bias) relativamente baixos se considerarmos que ventos com direções Sul-Sudoeste (SSO) estão sendo estimados como Sudoeste (SO), por exemplo. No entanto, quando o modelo erra muito, os RMSE passam a entrar em uma faixa mais significativa, onde ventos com direção Oeste podem estar sendo estimados como ventos de Sul. Esse erro ficou mais evidente no interior dos vales nas estações Serrana (98,69°) e Vale (86,69°).

Devido a diversificação das características geográficas ao redor do mundo e a complexidade de representar o regime de vento específico de cada região, estabelecer quais índices estatísticos para avaliações de vento, bem como seus limites aceitáveis, é uma tarefa extremamente árdua (Soares da Silva, 2012). Apenas como referência, Hanna e Yang (2001) também apresentaram o Bias e o RMSE em uma série de simulações com o modelo MM5 (sigla para *Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model*) para montanhosa região central da Califórnia, EUA, onde a resolução de grade mais refinada foi de 4 km e ventos médios observados de 3,1 m/s. Em seus resultados para velocidade do vento os índices Bias variaram entre -0,1 e 1,5, e RMSE entre 1,6 e 2,5. Para direção, variaram entre -2 e -14, e entre 51 e 76 para o Bias e o RMSE, respectivamente. Comparando estes valores àqueles apresentados na Tabela 7, vimos que a estimativa WRF no presente trabalho para velocidade do vento foi bastante superior, mesmo considerado a resolução horizontal mais refinada.

Para a direção do vento, observa-se que os resultados obtidos no presente trabalho foram inferiores àqueles de Hanna e Yang (2001), evidenciando a complexidade geográfica da região de estudo. Para uma avaliação parelha, são apresentados na Tabela

8 os índices estatísticos obtidos no presente trabalho com a configuração Conservadora (48 níveis) e outros trabalhos da literatura que também utilizaram modelos atmosféricos para representar o escoamento na RMRJ. O primeiro deles é Paiva *et al.* (2014) que simulou dois casos com 48 horas de duração, um em setembro de 2007 e outro em fevereiro de 2009, utilizando o modelo ARPS com a grade horizontal mais resolvida de 300 m e com melhorias na base de uso do solo. E o segundo é de Soares da Silva (2012) que utilizou o WRF com resolução horizontal de 3 km para avaliar toda RMRJ no período de 5 meses entre janeiro e maio de 2011.

Tabela 8 – Índices estatísticos comparando os dados horários observados nas estações Costeira, Vale e Restinga com as simulações WRF e ARPS. O valor ideal para ambos os índices é 0 e os valores sublinhados destacam os melhores de cada estação entre as simulações.

		Presente trabalho WRF			Paiva <i>et al.</i> (2014) ARPS			Soares da Silva (2012) WRF		
		T (°C)	Vel (m/s)	Dir (°)	T (°C)	Vel (m/s)	Dir (°)	T (°C)	Vel (m/s)	Dir (°)
Estação Costeira	Bias	-0.62	<u>-0.09</u>	-28.38	<u>-0.07</u>	0.73	<u>-23.96</u>	---	0.59	-41.10
	RMSE	<u>2.06</u>	<u>1.69</u>	<u>57.98</u>	2.56	2.50	81.77	---	2.50	100.80
Estação Vale	Bias	-0.97	<u>0.63</u>	<u>-21.68</u>	<u>-0.09</u>	2.69	-36.47	---	---	---
	RMSE	<u>1.32</u>	<u>1.36</u>	86.69	2.28	3.59	<u>72.90</u>	---	---	---
Estação Restinga	Bias	-1.89	<u>0.01</u>	<u>-20.08</u>	<u>0.31</u>	1.66	20.22	---	---	---
	RMSE	2.81	<u>1.56</u>	82.84	<u>2.69</u>	2.42	<u>76.75</u>	---	---	---

Na comparação com os estudos da região, notam-se índices semelhantes entre as simulações com o WRF e o ARPS, com destaque positivo para temperatura em Paiva *et al.* (2014) e para velocidade do vento no presente trabalho. Para a direção do vento, observou-se índices bem próximos entre as simulações, à exceção de Soares da Silva (2012) que apresentou uma maior dificuldade nessa representação, mas também avaliou um período de estudo bem maior. Sendo assim, podemos concluir que as simulações realizadas para o estudo de caso estão de acordo com os demais trabalhos da literatura e nos apresentam uma boa aproximação do escoamento em superfície na região costeira da Baía de Sepetiba.

b) Perfis Verticais

Semelhante a seção anterior, na Tabela 9 são apresentados os índices estatísticos Bias e RMSE obtidos através das 3 simulações realizadas com WRF para o período do estudo. A diferença aqui, é que agora estão sendo avaliados os resultados estimados pelo modelo para a coluna atmosférica próxima a superfície comparando com os dados das sondagens acústicas nos níveis de 50, 100, 200 e 400 m acima do solo. Outra diferença em relação a seção anterior é a substituição da análise da temperatura do ar pela temperatura potencial assim como apresentado na seção 6.1.3. Como esta análise estatística não foi encontrada em nenhum trabalho da literatura, os limites aceitáveis para cada índice e cada variável foram comparados da análise em superfície.

Tabela 9 – Índices estatísticos comparando os dados horários SODAR/RASS nos níveis de 50, 100, 200 e 400 m com as simulações WRF (28, 48 e 52 níveis) do estudo de caso (26 a 28 de dezembro de 2013). O valor ideal para ambos os índices é 0 e os valores sublinhados destacam os melhores resultados entre as simulações.

		Temperatura Potencial (°C)			Velocidade do Vento (m/s)			Direção do Vento (°)		
		28n	48n	52n	28n	48n	52n	28n	48n	52n
Nível de 50 m	Bias	<u>-2.14</u>	-2.29	-2.28	<u>0.36</u>	0.47	0.56	-31.23	-34.48	<u>-26.89</u>
	RMSE	<u>2.68</u>	2.72	-2.81	<u>1.40</u>	1.61	1.81	<u>85.87</u>	109.31	<u>107.27</u>
Nível de 100 m	Bias	-1.45	-1.64	<u>-1.50</u>	-0.24	<u>0.01</u>	0.16	<u>-32.14</u>	-41.55	-40.92
	RMSE	<u>2.04</u>	2.14	2.12	<u>2.06</u>	2.12	2.33	<u>95.41</u>	120.67	113.08
Nível de 200 m	Bias	-0.08	<u>-0.06</u>	0.15	-0.40	<u>-0.21</u>	-0.25	-38.78	<u>-32.22</u>	-41.49
	RMSE	1.22	<u>1.10</u>	1.16	2.42	<u>2.22</u>	<u>2.18</u>	<u>110.88</u>	117.18	116.92
Nível de 400 m	Bias	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	RMSE	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Total Melhores (/6)		3	2	1	3	2	1	4	1	1

Assim como esperado pela teoria, os menores erros médios e quadráticos de temperatura potencial foram encontrados nos níveis mais elevados (200 m), onde os fluxos de superfície possuem menos influência no escoamento. O mesmo não pode ser dito em relação aos índices para velocidade e direção do vento que mostraram uma melhora suave nos resultados do nível de 50 m. Diferentemente da análise de superfície,

não foi possível estabelecer qual simulação obteve melhor desempenho em cada variável, uma vez que houveram poucos índices discrepantes e/ou com resultados muito superiores aos demais.

Comparando os resultados da Tabela 9 com os da Tabela 7, observam-se índices de temperatura à 50 m com valores compatíveis àqueles encontrados em superfície, e uma melhora extremamente significativa foi observada nos níveis mais altos com uma redução média aproximada da ordem de 90% no Bias e 60% no RMSE. Para a velocidade do vento, uma leve melhora nos índices foi encontrada para os perfis verticais. Porém, é importante destacar que aquela velocidade de vento superestimada nos resultados de superfície (Tabela 7) foi observada em todas configurações apenas no nível de 50 m. No nível de 200 m, essa situação se inverte e todas as configurações apresentaram valores subestimados para velocidade do vento.

A maior preocupação nessa análise estatística dos perfis verticais simulados pelo WRF para o estudo de caso foi a variável direção do vento que apresentou índices Bias levemente maiores que aqueles encontrados para superfície e índices RMSE com incrementos mais acentuados. Apesar da relação Bias/RMSE apontar que estes erros maiores não foram tão frequentes, quando eles ocorreram, podem ter representado ventos de Leste como ventos provindos de Sul-Sudoeste, por exemplo. Tais erros em regiões costeiras, podem representar antecipação ou atraso na chegada da brisa em uma determinada região, seja ela terrestre ou de baía. Mostrando que a representação dos horários de giro do vento nas mudanças das brisas nem sempre são bem estimadas via modelagem atmosférica.

### 6.3.2. Representação do escoamento em superfície

Validadas as simulações do modelo atmosférico WRF para o período de estudo, nessa seção serão discutidos os três ciclos completos e consecutivos de brisas terrestre e de baía avaliados em um primeiro nas localidades das estações Costeira e Vale e, posteriormente, em todo domínio da grade mais refinada do modelo utilizando a configuração Conservadora (48 níveis). A escolha da configuração utilizada como base nessa análise seguiu os resultados da seção anterior. Sendo assim, são apresentados na Figura 37 os ciclos diários de temperatura do ar à 2 m e vento à 10 m, comparando diretamente os dados estimados pelo modelo com os dados observados nas EMS.

Nota-se que as três variáveis apresentaram uma boa estimativa do modelo em relação aos dados observados nas duas estações. Porém, alguns detalhes devem ser destacados. O primeiro corresponde a calmaria noturna na estação Costeira entre os dias 26 e 27, período em que o modelo apresentou ventos com velocidades superestimadas dando sequência ao escoamento de Norte estimado e observado na estação Vale. Em seguida, após às 06:00 HL, o modelo apontou um aumento na velocidade do vento em ambas as estações, e o mesmo somente foi observado na estação Costeira. Erros como estes apenas destacam a importância da representação da brisa de montanha e sua interação com a brisa terrestre, que foi corretamente apontada pelo modelo, porém de forma superestimada. Nos demais períodos noturnos, o modelo apresentou-se bem correlacionado com os dados observados tanto na velocidade quanto na direção do vento.

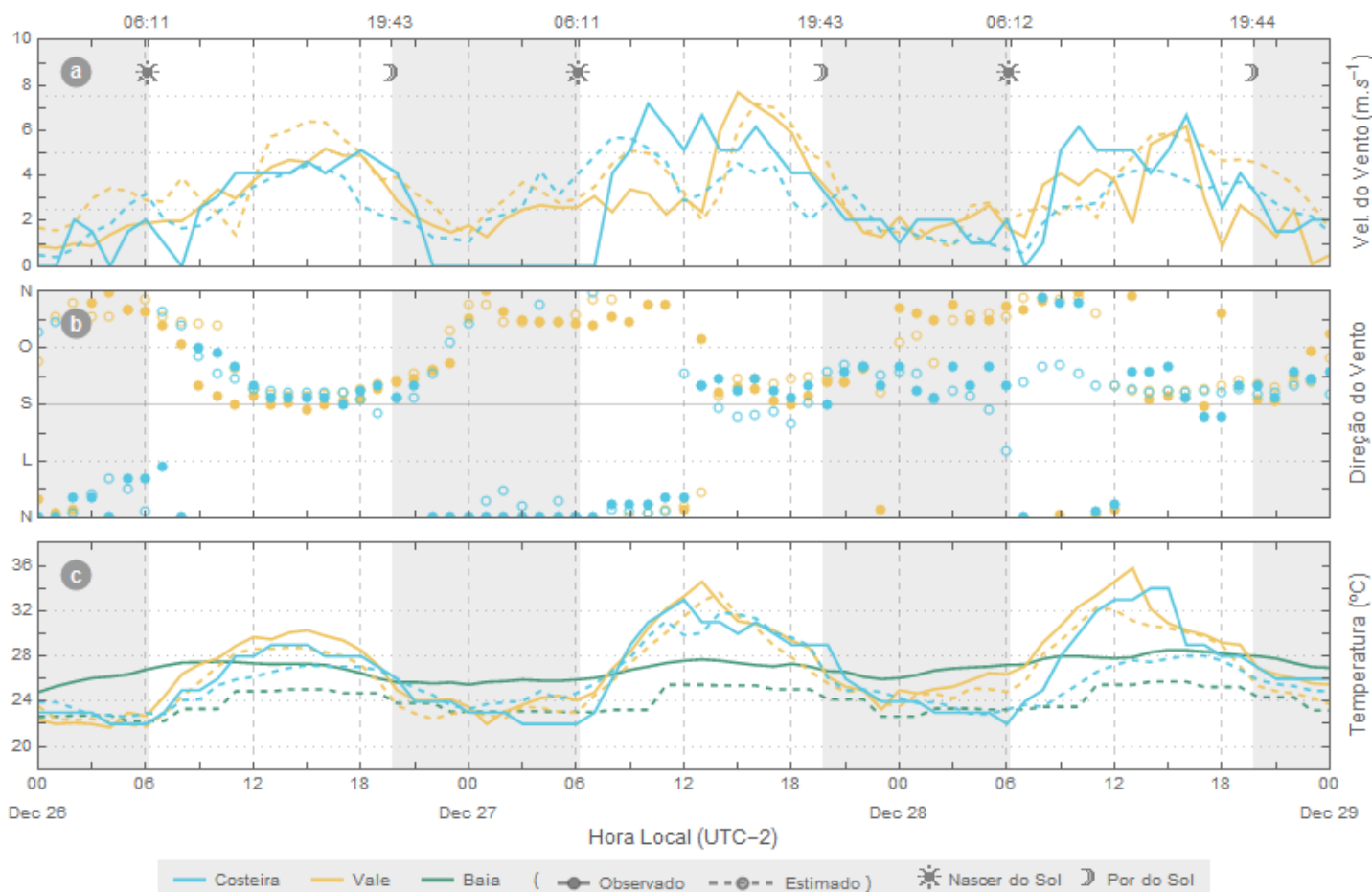


Figura 37 – Dados meteorológicos observados e estimados (WRF) do período entre 26 a 28 de dezembro de 2013. A velocidade (a) e a direção (b) do vento, juntamente com a temperatura do ar (c) foram medidas/estimadas a 10 m e 2 m, respectivamente. A TSM estimada via MODIS e via WRF também é apresentada em (c).

Já durante o ciclo diurno, de maneira geral, os picos de velocidade associados ao giro do vento na chegada das frentes de brisa foram subestimados e ocorreram com uma hora de antecedência em relação ao observado, indicando que o modelo estima um gradiente de temperatura terra-baía que se intensifica de forma prematura após o nascer do sol, dando origem antecipada ao escoamento de brisa de baía. Mesmo assim, é importante destacar que os persistentes ventos de componente Norte nas primeiras horas do dia foram bem representados, mostrando que o modelo conseguiu capturar o alinhamento da brisa terrestre com a brisa de montanha responsável pelo tardio giro do vento típico dessa linha de costa.



O avanço da frente de brisa de baía em direção ao interior da linha de costa irá depender do estágio de decaimento da brisa terrestre que, caso o escoamento ainda não tenha sido superado pelos fluxos verticais em superfície, irá confrontar-se diretamente com escoamento provindo da baía. Nesse momento, a brisa de baía se encontra no estágio de desenvolvimento e o confronto com esse escoamento de direção oposta pode produzir ventos intensos e picos instantâneos de TKE (ver Figura 29). Sendo assim, são apresentados na Figura 38 os campos de vento à 10 m dos momentos em que as frentes de brisa de baía chegam as localidades das estações Costeira (a, c, e) e Vale (b, d, f) em cada um dos 3 dias do estudo de caso.

No primeiro dia (26), a frente de brisa de baía chega à porção oeste da linha de costa da Baía de Sepetiba às 10:00 HL (Figura 38a) com ventos de velocidades da ordem dos 3 m/s confinando um escoamento noroeste no interior da costa que transporta o ar descendente da Serra dos Órgãos até a linha de costa com o Oceano Atlântico. Diferentemente da típica brisa terrestre da região (direção nordeste), ventos noroeste com velocidades acima do comum (3-6 m/s) indicam que a brisa de montanha sobressai à terrestre e domina o escoamento no interior da costa. No horário seguinte, 11:00 HL (Figura 38b), a frente de brisa chega até o interior do vale, ocupa toda a extensão da costa da Baía de Sepetiba e desorganiza o transporte montanha-oceano que ali existia antes da sua chegada. Assim, ventos calmos ( $< 2$  m/s) são estimados no interior do vale, mostrando que os fluxos verticais de superfície começam a se estabelecer e favorecer a chegada da frente de brisa na região.

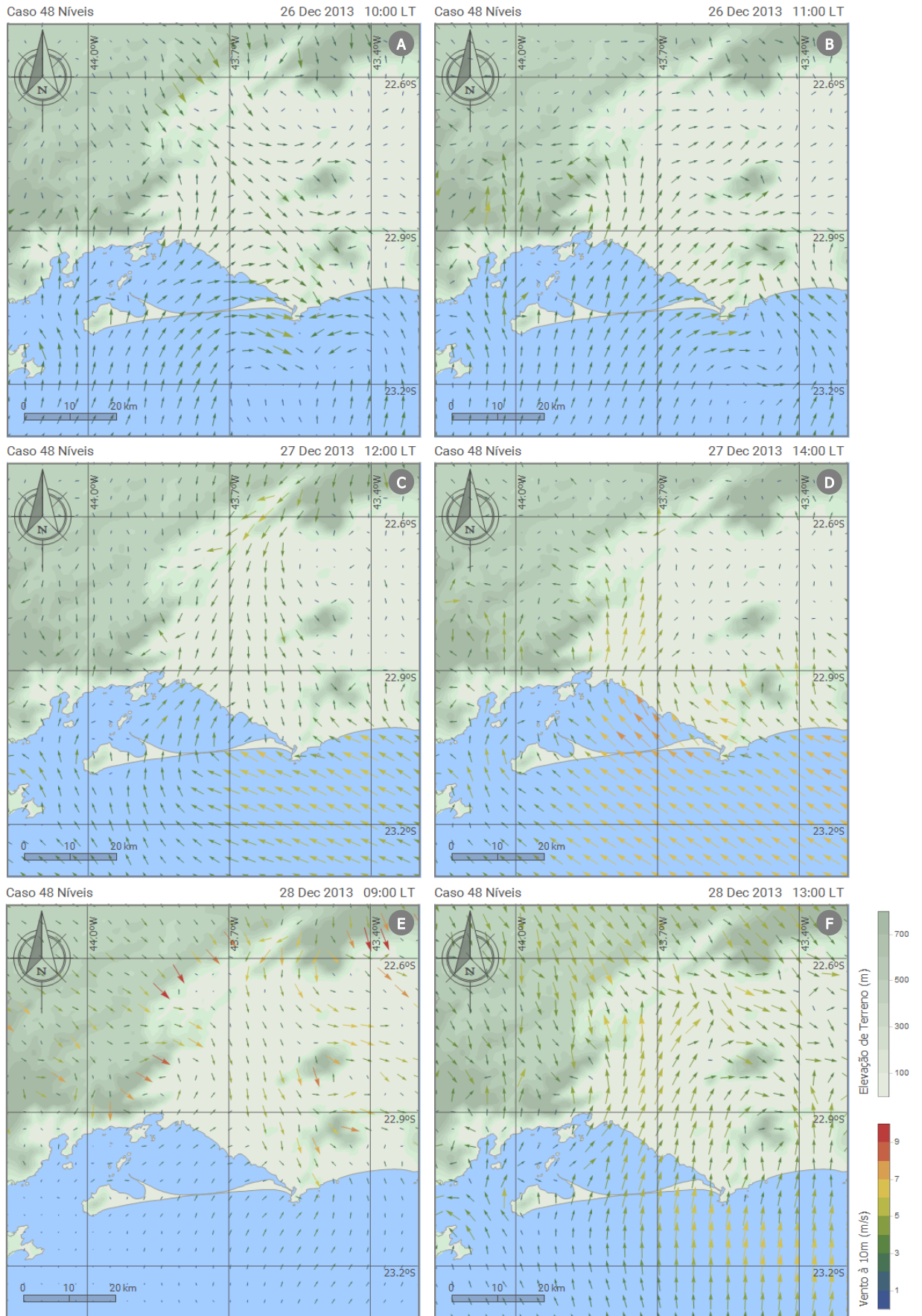


Figura 38 – Campo de vento à 10 m via WRF (48 níveis) para os horários de chegada das frentes de brisa de baía às localidades das estações Costeira (esquerda) e Vale (direita) durante os dias 26, 27 e 28 de dezembro de 2013.

No dia seguinte (27), ventos de direções Norte e Nordeste mostraram uma brisa terrestre bem estabelecida alinhada com a brisa de montanha. Desde os primeiros horários do dia, ventos de até 7 m/s sopravam do interior do vale Órgãos/Mendanha e predominavam sobre todo litoral da Baía de Sepetiba. Desde às 09:00 HL, mesmo que com fraca intensidade, já era possível observar ventos de sudoeste sobre a Baía. Porém, a forte brisa terrestre ainda prevalecia e impedia que a brisa de baía cruzasse a linha de costa. Ao meio dia, ventos de sul vindos do oceano Atlântico se intensificam e dão suporte dinâmico para o escoamento da brisa de baía (Figura 38c) que, enfim, atingem a localidade da estação Costeira. A quebra na brisa terrestre resulta em ventos fracos e calmaria em toda extensão do vale. No entanto, a frente de brisa se desloca vagarosamente em direção ao interior da costa e chega à localidade da estação Vale com duas horas de atraso em relação a estação Costeira (14:00 HL, Figura 38d), uma hora à mais que no dia anterior.

No último dia do estudo de caso (28), quase todo domínio apresentou um campo de vento estagnado, de ventos fracos e calmaria, inclusive sobre a Baía de Sepetiba e o Oceano Atlântico. O primeiro registro de vento com componente sul estimado para localidade da estação Costeira ocorreu às 09:00 HL (Figura 38e) com ventos fracos que perduraram até o meio dia (12:00 HL). Nesse horário, não só os ventos de sudoeste vindos da Baía quanto aqueles de direção nordeste residuais da brisa terrestre se intensificam rapidamente e aceleram o deslocamento da frente de brisa de baía em direção ao interior do Vale, que registra sua chegada na estação às 13:00 HL (Figura 38f). Nesse momento, os ventos noroeste vindos da Serra dos Órgãos convergem com os sudoestes da brisa de baía e produzem ventos de oeste superiores à 6 m/s no interior do vale.

Através dessa análise especializada do vento na BAI, notou-se que o deslocamento da frente de brisa de baía em direção ao interior do litoral é fortemente dependente da

fase de decaimento da brisa terrestre, uma vez que sua interação com a brisa de montanha retarda, e muito, o início da fase de desenvolvimento da brisa de baía. Por outro lado, a brisa de baía também pode interagir com a brisa marítima provinda do oceano Atlântico dando suporte dinâmico para a brisa de baía cruzar a linha de costa. Quando isso acontece, a brisa tende a apresentar ventos com componentes Sul mais pronunciada do que os típicos ventos de direção sudoeste. Além disso, observou-se que a brisa de baía sempre tem início na porção norte da linha de costa, favorecendo o transporte em direção ao vale Órgãos/Mendanha e dificultando a chegada da brisa de baía no interior do vale Mendanha/Pedra Branca.

### 6.3.3. Efeitos da circulação de brisa

Dentre os principais impactos da circulação de brisa de baía sobre a região costeira está a regulação térmica no ciclo diário de temperatura, onde o ar menos aquecido sobre o corpo d'água é transportado para o interior da costa reduzindo sua temperatura local. Na região costeira da Baía de Sepetiba não é diferente. Como observado na Figura 37, em todos os 3 dias do estudo de caso foram registradas quedas de temperatura imediatamente após a chegada da frente de brisa durante a fase DV, seguidas de suaves e contínuas reduções de temperatura na fase MD. O mesmo foi estimado pelo WRF para as duas localidades avaliadas, mostrando que o modelo conseguiu capturar bem a distribuição de temperatura na linha de costa e no interior do vale Órgãos/Mendanha. Esse resultado corrobora com os índices estatísticos (Tabela 7), inclusive na subestimativa das máximas temperaturas diárias evidenciadas no Figura 37c.

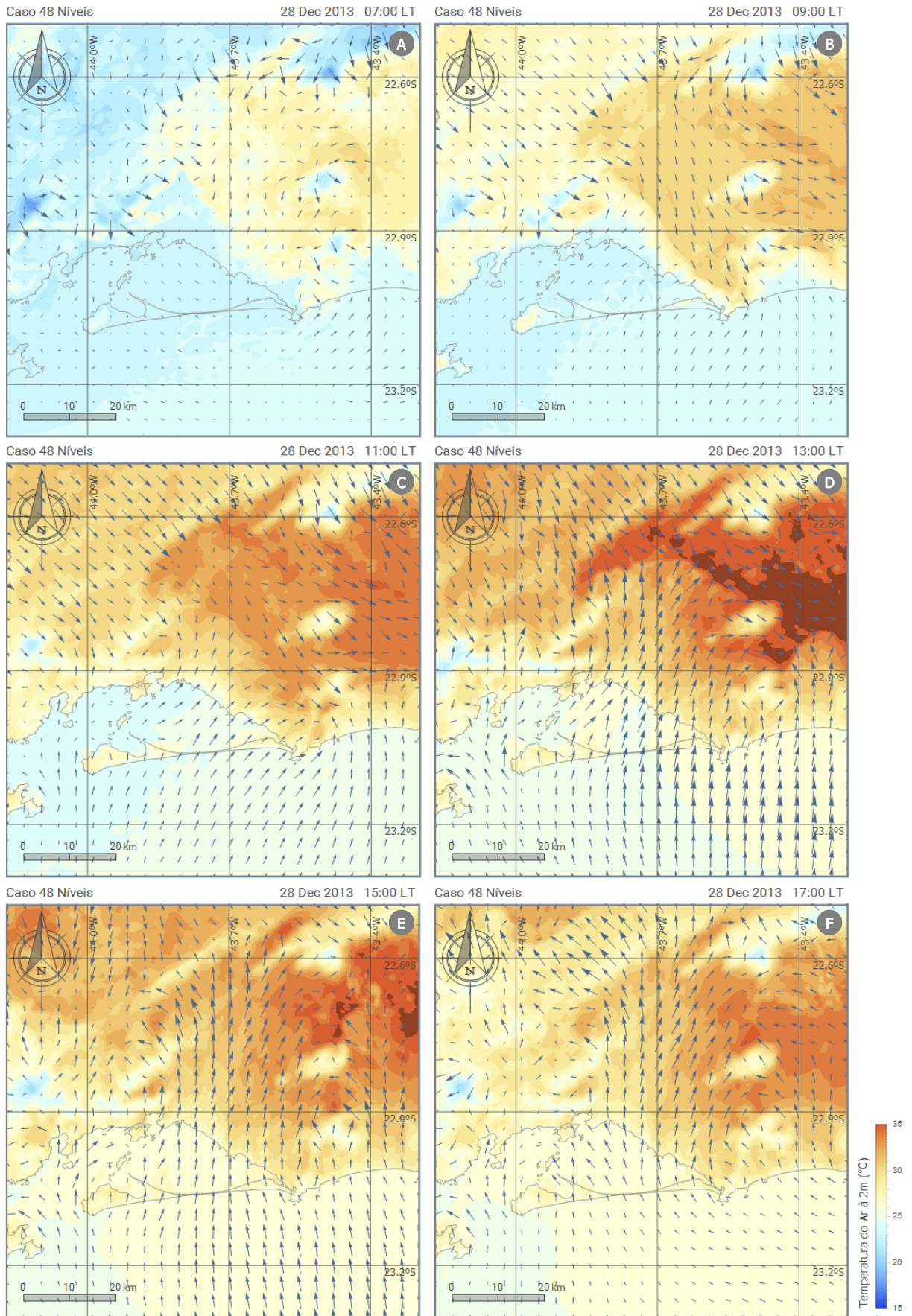


Figura 39 – Campos de temperatura do ar à 2 m e de vento à 10 m via WRF (48 níveis) apresentando seus respectivos ciclos diurnos no 28 de dezembro de 2013.

A maior subestimativa foi observada na manhã do dia 28 na estação Costeira, onde o modelo não estimou corretamente a área de atuação de uma intensa brisa terrestre com ventos fortes e quentes provindos do interior do vale que, segundo os dados observados, se estenderam até o litoral. Essa interpretação fica mais evidente quando analisado o ciclo diário de temperatura estimado pelo WRF para o último dia do estudo de caso (Figura 39). Como destacado anteriormente, neste dia a frente de brisa de baía chegou com ventos fracos a localidade da estação Costeira às 09:00 HL e não avançou em direção ao interior devido ao escoamento de brisa terrestre ainda remanescente no vale (Figura 39b). Nesse momento, o campo de temperatura já evidenciava a fronteira entre estes dois escoamentos.

A atuação simultânea das duas brisas opostas enfraqueceu ambas e ventos fracos foram estimados desde a linha de costa até o interior do vale. A subestimativa na velocidade do vento da brisa terrestre permitiu que a brisa de baía continuasse penetrando no litoral, mesmo que de forma vagarosa (Figura 39c), e acumulando calor no interior do vale. Com a hora se aproximando do máximo de incidência solar (meio dia) e na ausência de um escoamento de brisa de baía significativo, os fluxos de superfície atingem seu máximo e elevam consideravelmente a temperatura no interior do vale (Figura 40). Assim, intensos gradientes de temperatura e fluxo de calor sensível entre a costa e a baía impulsionam o escoamento da brisa de baía, e a massa de ar oriunda da baía começa a adentrar a costa com ventos mais fortes e reduzir a temperatura do ar em superfície (Figura 39d). Essa configuração permanece até o fim do dia. Porém, antes do pôr do sol já era estimada uma queda de temperatura superior à 6°C para a localidade da estação Vale, mostrando o poder da atuação da brisa de baía na regulação da temperatura da região da BAI.

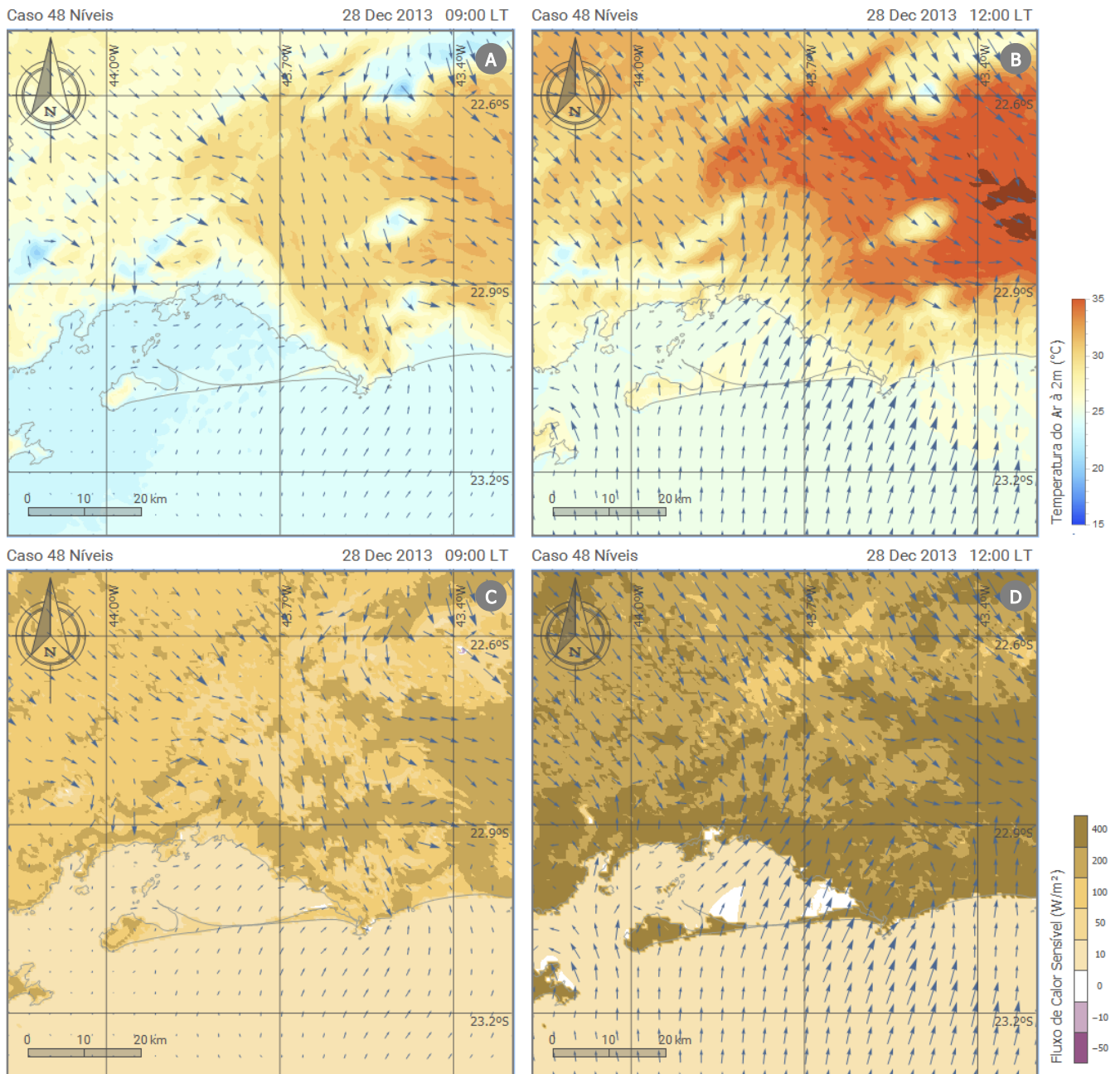


Figura 40 – Campos de temperatura do ar à 2 m (a e b) e do fluxo de calor sensível em superfície (c e d), juntamente com vento à 10 m estimados via WRF (48 níveis) para os horários das 09 e 12:00 HL do dia 28 de dezembro de 2013.

Outra importante atribuição das brisas marítima e de baía é transportar umidade para as regiões mais distantes da costa. Entretanto, pelo fato da RMRJ estar localizada em uma zona tropical úmida, a disponibilidade de umidade é sempre grande e normalmente não são observados grandes gradientes horizontais desta variável, fazendo com que sua análise seja sempre descartada nos estudos do gênero. Como um dos principais impactos da formação de CLI está associado a problemas de poluição do ar e

a distribuição de umidade em superfície também é resolvida como um transporte de massa, o ciclo diário da razão de mistura de vapor estimado via WRF para o dia 28 de dezembro de 2013 é apresentado na Figura 41 apenas como exemplo do potencial poluidor do distrito industrial de Santa Cruz na região da BAI.

Nos primeiros horários após o nascer do sol (Figura 41a) parte da umidade depositada sobre o solo durante o período noturno é evaporada, aumentando a quantidade de vapor próxima a superfície. Assim, poucas diferenças de umidade são observadas horizontalmente em todo domínio, geralmente próximas as áreas montanhosas. Nas horas seguintes (Figura 41b), o aquecimento da superfície transporta a umidade evaporada para alturas mais elevadas e permite a formação de pequenos gradientes de umidade próximos a linha de costa.

Com o desenvolvimento da brisa de baía, a intensificação dos ventos em superfície e a redução da umidade no interior do vale por evaporação e transporte vertical, um forte transporte horizontal de umidade é observado a partir da linha de costa. Hora após hora, a pluma de umidade adentra pelo litoral se expandindo continuamente em direção ao interior do vale, mostrando que um poluente emitido no distrito industrial de Santa Cruz pode facilmente ser transportado por mais de 40 km até uma das regiões mais populosas da RMRJ, a baixada fluminense.



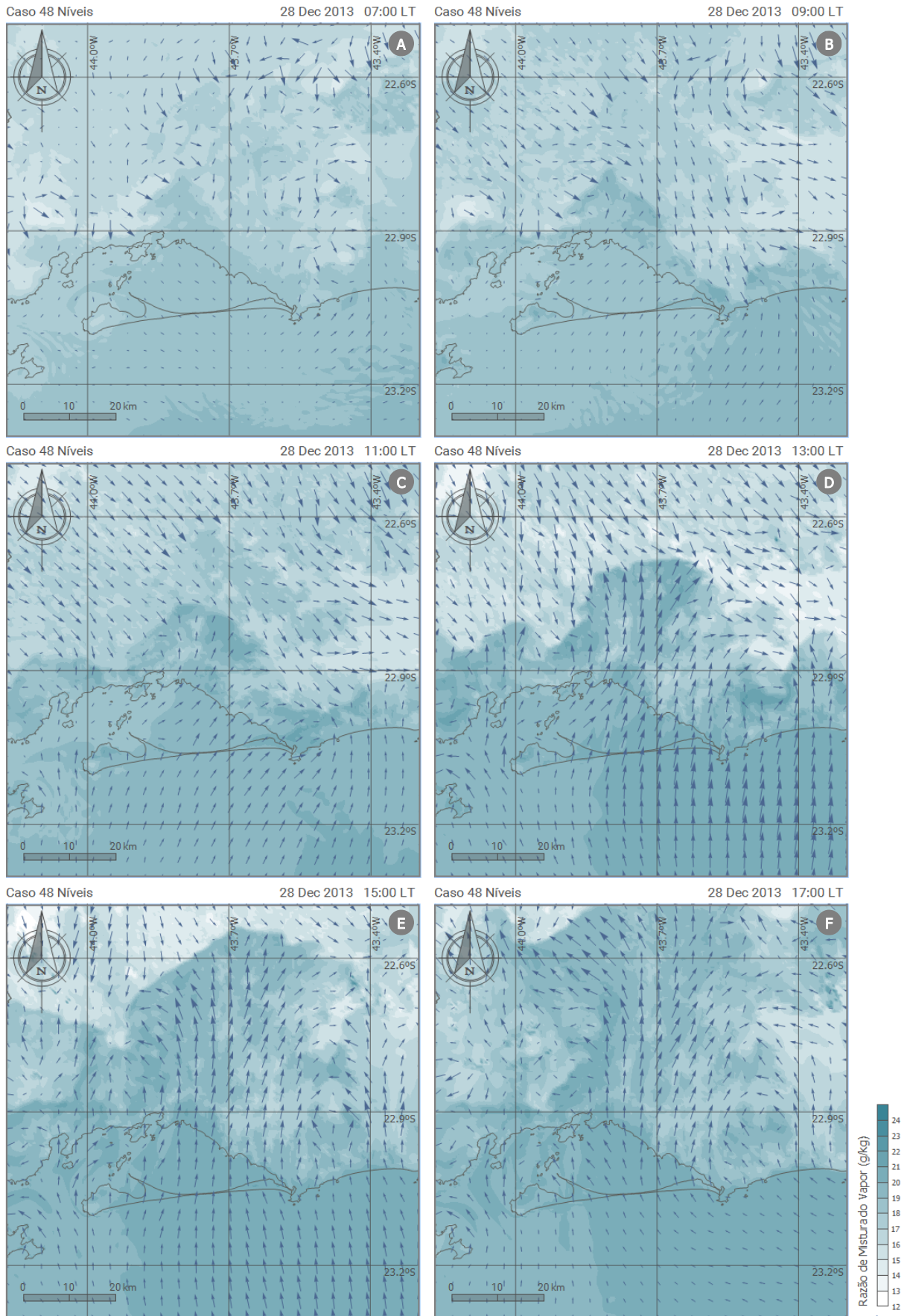


Figura 41 – Campos de razão de mistura de vapor à 2 m e de vento à 10 m via WRF (48 níveis) apresentando seus respectivos ciclos diurnos no 28 de dezembro de 2013.

#### 6.3.4. Estrutura vertical próxima à superfície

Nessa seção serão avaliados os perfis verticais resultantes das simulações com o modelo atmosférico WRF para representar os escoamentos de brisas de baía e terrestre observados no último dia do estudo de caso, 28 de dezembro de 2013. Para isso, conforme apresentado na Figura 42, foi definido um eixo perpendicular à interface terra-baía de onde foram extraídos os resultados do modelo nos pontos de grade do domínio mais refinado (D5) para toda coluna atmosférica (Configuração Conservadora – 48 níveis). Este eixo alinha as posições do SODAR/RASS e da estação Vale, respectivamente à 5 e 22 km da linha de costa, e se estende por 50 km na direção do interior do vale. Do outro lado, outros 10 km (negativos) foram definidos na direção da Baía de Sepetiba.



Figura 42 – Domínio 5 das simulações WRF com destaque para o corte transversal à linha de costa (linha vermelha) selecionado para análise da estrutura vertical da brisa. A linha possui 60 km de extensão (10 km sobre a Baía de Sepetiba) e alinha o SODAR e a estação Vale.

Ao longo dos 60 km do corte transversal à linha de costa não são observadas variações topográficas significativas, favorecendo o escoamento superficial sem alterações por fronteiras físicas (a não ser aquelas referentes a interface terra-baía por rugosidade). Apenas no final do vale, se observam elevações de terreno acima dos 400 m de altitude pertencentes à Serra dos Órgãos. Consolidados os resultados do WRF frente as medidas SODAR/RASS (Seção 6.1.1), inicia-se agora a avaliação da estrutura vertical em todo o eixo de atuação das brisas de baía e terrestre, não se limitando a apenas a um único ponto do domínio, muito menos aos primeiros 400 m acima do solo.

Na Figura 43 são apresentados os resultados do WRF para o campo de temperatura potencial nos horários das 08, 12, 16 e 20 HL ao longo dos 60 km do eixo transversal à linha de costa da Baía de Sepetiba. Como visto na seção anterior, esse dia foi marcado por uma forte interação da brisa de montanha com a brisa terrestre que manteve os ventos de nordeste por toda manhã (Figura 39). Apenas na porção noroeste da linha de costa foram estimados ventos de sudoeste a partir das 08 HL, porém sem avanço da brisa de baía. Analisando a estrutura vertical da atmosfera superficial neste momento (Figura 43a) observa-se que a brisa também apresentou uma pequena expansão vertical, sendo confinada nos primeiros 200 m acima do solo. Acima disso, os ventos se mantiveram com direções de quadrante norte até o topo da camada avaliada (1.000 m). A temperatura dessa pequena massa de ar da baía evidencia o gradiente térmico em relação ao continente, principalmente nesse horário onde o aquecimento por radiação solar contribui para o aumento rápido da temperatura do ar sobre o solo.

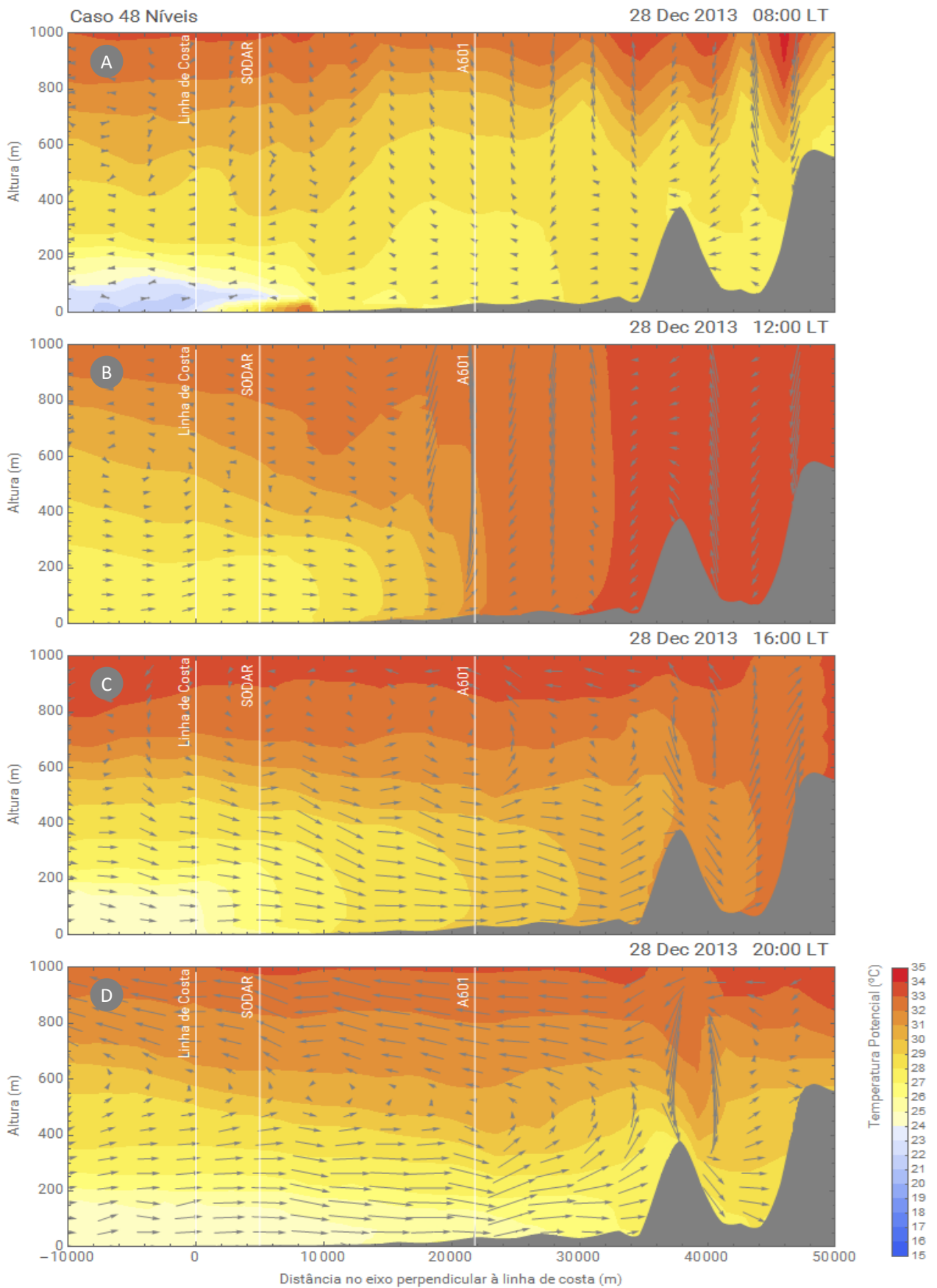


Figura 43 – Campo de temperatura potencial (°C) no eixo transversal à linha de costa para o dia 28/12/2013. As setas em cinza representam o campo de vento alinhado ao eixo e área em cinza próxima a superfície representa a topografia local.

Note também que, entre a linha de costa (0 km) e os primeiros 10 km sobre o continente, forma-se uma fina camada na superfície com ar mais aquecido sendo aprisionado nos primeiros 60-80 m de altura pela massa de ar adjacente associada a brisa de baía. Os ventos neste instante não eram fortes (entre 2 e 3 m/s), porém este resultado apresenta fortes indícios que o modelo foi capaz de capturar a formação de CLI mesmo sem utilizar qualquer parametrização específica para estes fins. A CLI se formou naturalmente através da simulação de um escoamento cruzando uma abrupta mudança nas propriedades da superfície. Entretanto, tanto o horário de formação, quanto à altura de CLI apresentada foram antecipados e subestimados em relação aos dados observados. Esta subestimativa da altura está diretamente associada ao horário, pois segundo os dados observados, a frente de brisa de baía somente conseguiu cruzar a linha de costa próximo ao meio-dia, momento que o gradiente térmico terra-baía foi mais intenso e, conseqüentemente, produziram ventos mais fortes que elevariam a altura da CLI. Acompanhando a evolução da CLI nos resultados do modelo com intervalo de 10 minutos, observou-se a camada iniciando às 08:00 HL e dispersando à 09:10 HL, com a altura máxima no horário inicial, mostrando que o tempo de duração está dentro do encontrado na literatura.

No horário das 12 HL (Figura 43b) podemos observar a brisa de baía iniciando sua fase de desenvolvimento, com ventos de quadrante sul atuantes até 400 m e velocidades superiores a 5 m/s. A frente de brisa se encontra posicionada próxima a estação Vale ( $\approx$  22 km), onde a convergência dos ventos das brisas de baía e terrestre mostram fortes movimentos ascendentes (Figura 44). Na sua retaguarda, já se observa uma região com temperaturas bem menores resultado da advecção do ar mais frio que se formou sobre a Baía de Sepetiba, destacando a extensão vertical da brisa. Quatro horas depois (Figura 43c), a brisa já se mostra estabelecida e entra em sua fase madura. Note que a célula de

circulação da brisa de baía se expandiu tanto horizontalmente, chegando até base da Serra dos Órgãos, quanto verticalmente apresentando ventos S/SO de velocidades superiores à 7 m/s atuantes até os 600 m na corrente de gravidade da brisa. Neste caso, vale destacar que a expansão da célula de circulação de brisa foi limitada pela fronteira topográfica que favoreceu/forçou o movimento ascendente no interior do vale. Apesar deste horário tipicamente apresentar as máximas diárias de temperatura do ar à 2 m, observam-se quedas de temperatura em toda extensão horizontal de atuação da brisa de baía.

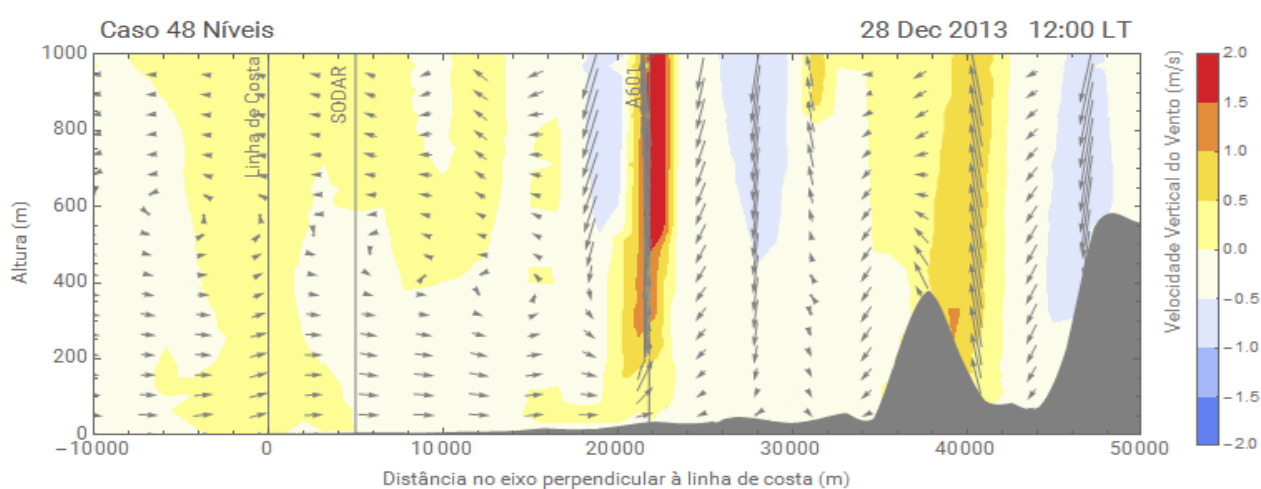


Figura 44 – Campo de velocidade vertical do vento (m/s) no eixo transversal à linha de costa para o dia 28/12/2013 ao meio-dia. As setas em cinza representam o campo de vento alinhado ao eixo e a área em cinza próxima a superfície representa a topografia local.

No início da noite às 20 HL (Figura 43d), observa-se a área de atuação corrente de gravidade da brisa de baía se retraindo para níveis abaixo dos 400 m. Acima deste nível observa-se o escoamento de retorno da brisa de baía, que convergiu no interior do vale, e agora retorna a sua região de origem. Deste modo, é possível observar toda a célula de circulação de brisa ocorrendo dentro do domínio apresentado. Do ponto de vista da CLA, o escoamento apresenta nesse momento um intenso cisalhamento direcional, onde ventos fortes são observados em sua base e no seu topo, mas com direções opostas. Este momento indica que a fase madura da brisa de baía está próxima ao fim e dará início a fase de dissipação.

Apenas para remarcar a importância da advecção de umidade através da brisa, este campo é apresentado na Figura 45 onde é possível observar a umidade sendo transportada da baía para o vale, convergindo em seu interior e retornando nos níveis superiores. Os fortes ventos em superfície impedem a dispersão vertical ao longo do vale, ocorrendo apenas quando o escoamento colide com a Serra dos Órgãos. O mesmo ocorre no escoamento de retorno, onde o vento mais intenso no topo mantém a umidade no interior da célula de circulação de brisa.

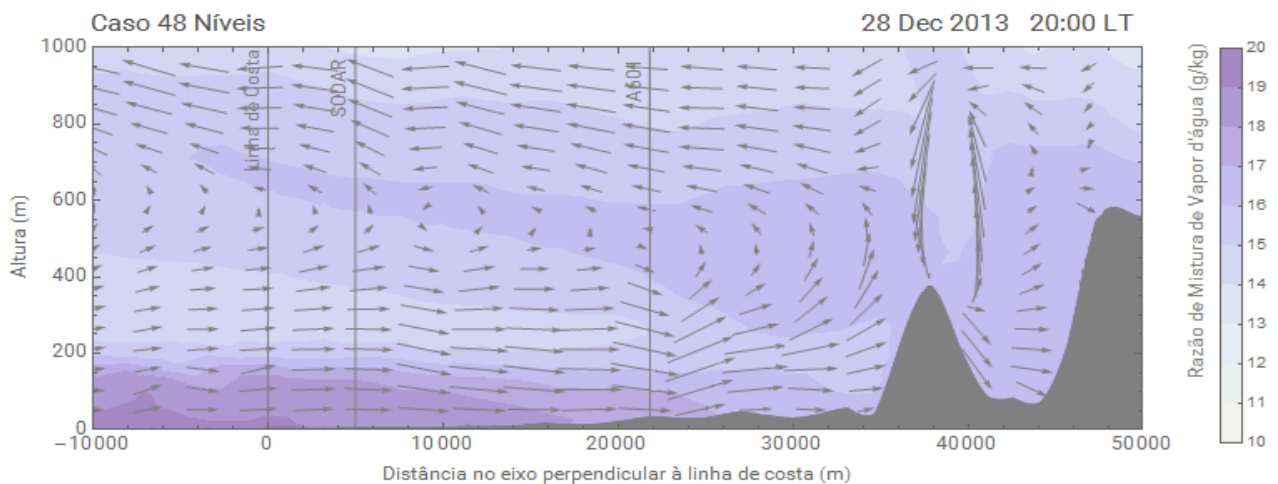


Figura 45 – Campo de razão de mistura de vapor d’água (g/kg) no eixo transversal à linha de costa para o dia 28/12/2013 às 20 HL. As setas em cinza representam o campo de vento alinhado ao eixo e a área em cinza próxima a superfície representa a topografia local.

Na Figura 46 são comparados os perfis verticais de temperatura potencial e velocidade do vento observados via SODAR/RASS e estimados pelo WRF para o dia 28 de dezembro em diferentes horários. De modo geral, observam-se perfis de temperatura subestimados em 2,5°C em todo período, mas com os gradientes verticais bastante semelhantes. A maior divergência entre os resultados está no perfil de 09HL, onde a antecipação da brisa de baía representada pelo modelo indicou uma camada bem mais fria nos primeiros 150 m associada a formação de CLI seguida de uma forte inversão térmica. Esse erro impediu que o WRF conseguisse representar corretamente o ciclo de aquecimento diurno nessa região e, conseqüentemente, a máxima temperatura diária.

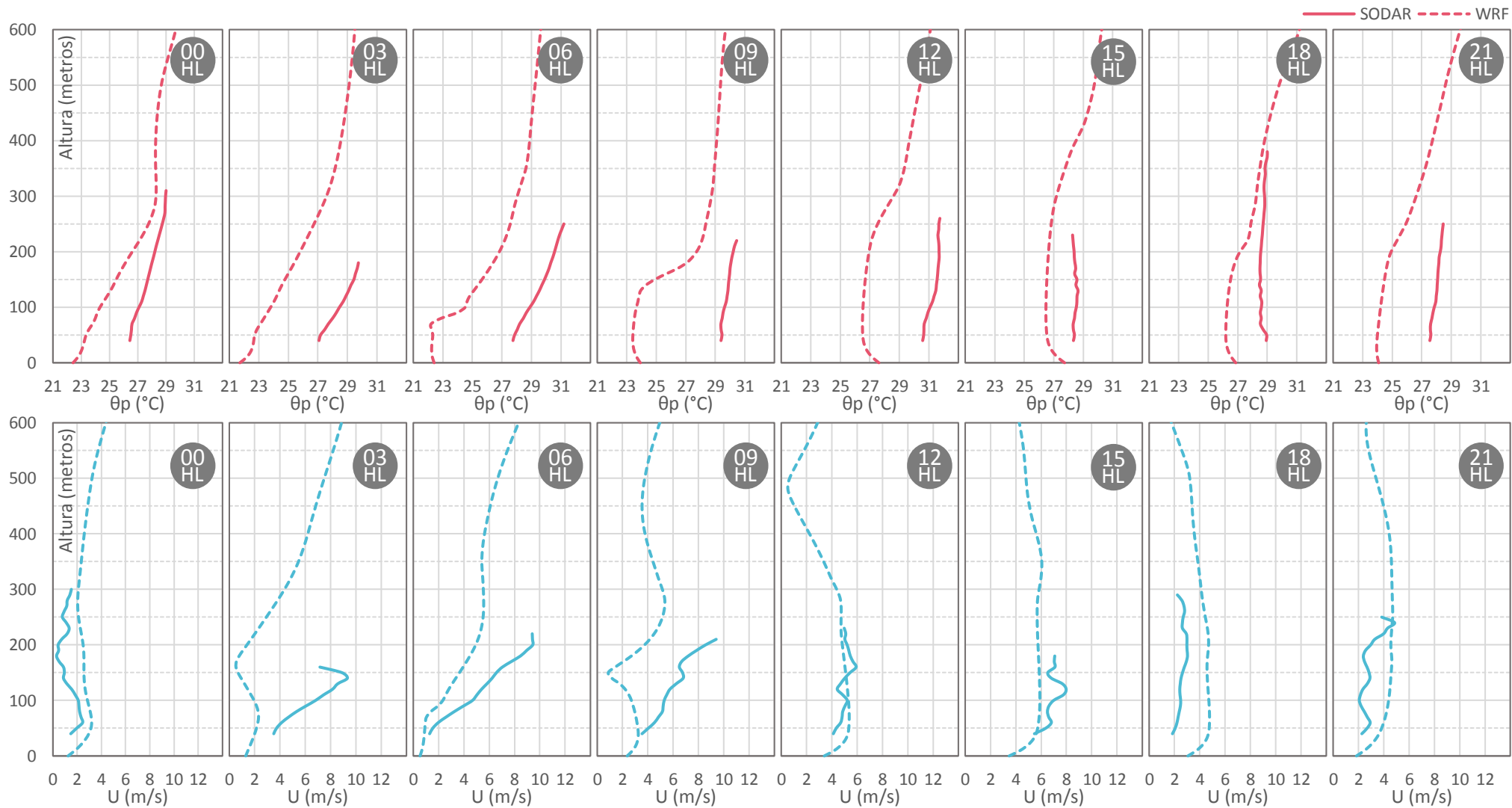


Figura 46 – Perfis verticais de temperatura potencial  $\theta_p$  (°C) e velocidade do vento  $U$  (m/s) para diversos horários do dia 28 de dezembro de 2013. As linhas contínuas representam os dados observados via SODAR/RASS, enquanto as tracejadas representam as estimativas do modelo atmosférico WRF.



Sobre os perfis verticais de vento, observam-se velocidades estimadas com magnitudes e cisalhamentos similares às observadas em quase todos os horários apresentados. Pontualmente, a sondagem das 03 HL mostrou uma rajada de 10 m/s à 150 m acima do solo que não foi estimada pelo modelo. Porém, seria muito esperar que esse tipo de variação instantânea do vento fosse representada. Novamente os perfis das 09 HL mostraram as maiores diferenças nos perfis verticais de vento que estão diretamente relacionadas a direção do vento. Segundo estimativas do WRF, a camada até 150 m os ventos já apresentavam direções SO (brisa de baía) enquanto os níveis superiores ainda tinham direções NE (brisa terrestre). No entanto, como visto no perfil do SODAR, nesse horário os ventos ainda eram referentes à brisa terrestre até, pelo menos, os 200 m.

No horário das 12 HL, a brisa de baía inicia efetivamente seu avanço em direção ao interior do vale e, na posição do SODAR/RASS, o escoamento da corrente de gravidade da brisa indica uma altura de atuação próxima de 500 m. Às 15 HL, a frente de brisa já chegou no fundo do vale e completou a célula vertical da brisa de baía. Momento em que os perfis de temperatura e velocidade mostram um escoamento mais intenso e frio próximo a superfície, e menos intenso e quente em seu retorno acima dos 500 m. Deste momento em diante, os resultados do SODAR e WRF se mantiveram muito próximos e representaram bem o resfriamento da camada devido a atuação da brisa de baía.

### 6.3.5. Modelagem da altura da CLI

Considerando que o WRF não dispõe de nenhuma parametrização para contemplar a formação da Camada Limite Interna no escoamento próximo à superfície, nesta seção são apresentadas as estimativas de altura da CLI utilizando as mesmas formulações da seção do Estudo de Caso (Item 6.2.5). Desta forma, pretende-se avaliar o quanto o modelo atmosférico WRF é capaz de representar a formação desta camada utilizando apenas os parâmetros já estimados pelo próprio modelo. Isto é, sem que novos parâmetros sejam adicionados ao problema para estimativa da altura da CLI.

Como comentado anteriormente, a impossibilidade do fornecimento de dados meteorológicos para atender todos os parâmetros exigidos nas equações de Weisman (1976) e Raynor *et al.* (1979) – Equações (8) e (9), respectivamente – fez com que algumas substituições fossem empregadas para resolvê-las apenas utilizando apenas dados medidos. De forma resumida, foram propostas substituições: no gradiente vertical de temperatura que, ao invés de medido sobre a água, foi medido sobre a terra na posição do SODAR/RASS; e na temperatura do ar à 2 m medida sobre o corpo d'água sendo substituída pela TSM produto de sensoriamento remoto via satélite (para maiores detalhes, ver Seção 5.5.1). Para que possamos avaliar em par de igualdade com análise da Seção 6.2.5, este mesmo método foi aplicado para estimativa da altura da CLI, porém utilizando os dados estimados pelo modelo WRF.

Avaliando as estimativas do WRF para a altura da CLI (Figura 47) nota-se que ambas as simulações superestimaram as alturas medidas nos dois dias avaliados, com os piores resultados atribuídos à Weisman (1976). Em sua formulação, o fluxo de calor sensível em superfície ( $H_0$ ) aparece como principal termo e explica tal discrepância. O valor estimado de  $H_0$  na posição do SODAR/RASS ( $\approx 5$  km da linha de costa) para o dia

26 às 10 HL foi de 249 W.m<sup>2</sup>, contra 351 W.m<sup>2</sup> estimados para o dia 28 às 11 HL. Obviamente este aumento de aproximadamente 40% no  $H_0$  também está associado ao horário de ocorrência da CLI e seu estágio no ciclo diurno de aquecimento da superfície. Entretanto, o fluxo não foi intenso o suficiente para elevar gradiente vertical de temperatura ( $\beta$ ) da superfície com o ar adjacente e balancear a altura da CLI estimada nesta formulação. As superestimativas em relação aos dados medidos foram de 18% e 189% para os dias 26 e 28, respectivamente.

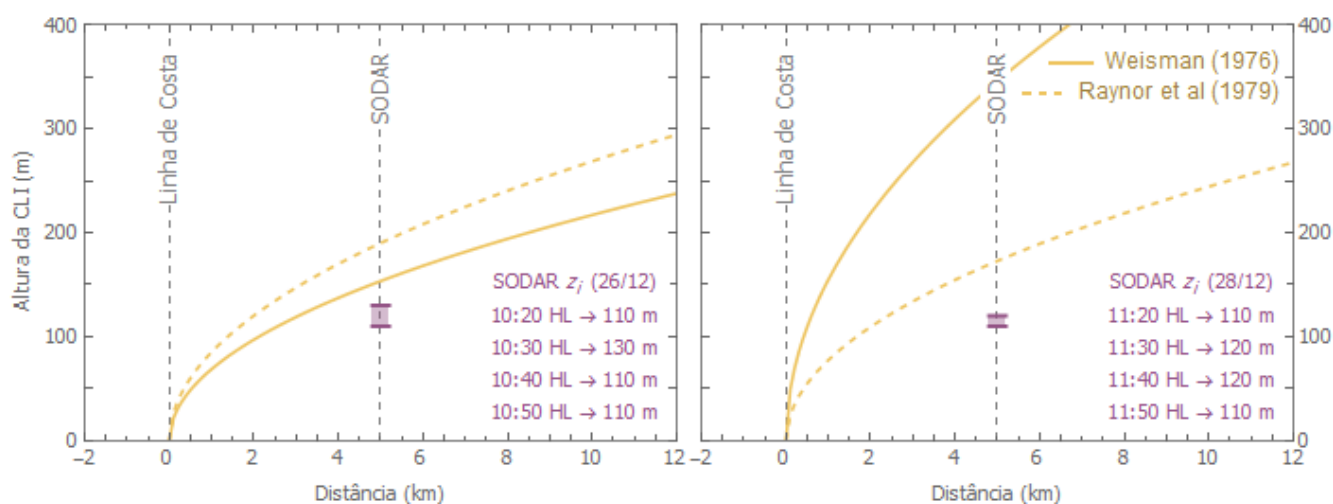


Figura 47 – Modelagem de altura IBL ( $z_i$ ) no eixo transversal à linha de costa para 26 de dezembro de 2013 às 10:00 HL (esquerda) e 28 de dezembro de 2013 às 11:00 HL (direita) usando as formulações de Weisman (1976) e de Raynor *et al.* (1979). As equações foram resolvidas conforme as proposições da estimativa utilizando dados observacionais (Figura 35).

Por outro lado, a formulação de Raynor *et al.* (1979) não apresentou grandes diferenças entre os resultados apresentados e as estimativas não ultrapassaram 46% das alturas observadas com o SODAR/RASS à 5 km da linha de costa. Esta formulação também considera o gradiente vertical de temperatura, no entanto o principal termo desta equação (gradiente horizontal terra-mar) se mostrou eficiente para balanceá-lo. Vale lembrar que, ao contrário destes resultados, as estimativas de CLI utilizando apenas dados observados (Figura 35) apresentaram os melhores resultados para a formulação de Weisman (1976) com alturas muito próximas às observadas.

Como os resultados da modelagem atmosférica contemplam diversos parâmetros meteorológicos em diversos níveis da atmosfera e em qualquer ponto do seu domínio, as formulações de Weisman (1976) e Raynor *et al.* (1979) podem ser resolvidas conforme recomendado pelos autores. Isto é, sem as supracitadas substituições no gradiente vertical de temperatura ( $\beta$ ) e a temperatura sobre a água ( $T_M$ ). Sendo assim, são apresentadas na Figura 48 as estimativas das alturas da CLI nos dias 26 e 28 de dezembro de 2013 utilizando as duas formulações conforme recomendado em suas respectivas fontes.

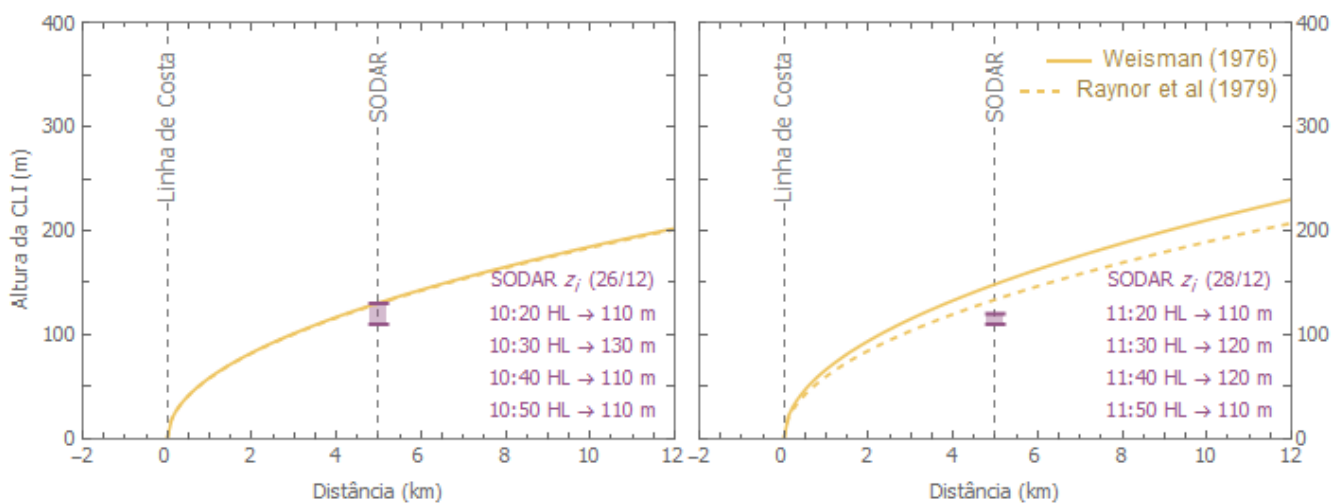


Figura 48 – Modelagem de altura IBL ( $z_i$ ) no eixo transversal à linha de costa para 26 de dezembro de 2013 às 10:00 HL (esquerda) e 28 de dezembro de 2013 às 11:00 HL (direita) usando as formulações de Weisman (1976) e de Raynor *et al.* (1979). Neste caso, as equações foram resolvidas conforme o indicado na literatura.

De modo geral, as estimativas do WRF para as alturas da CLI foram excelentes para ambos os dias e poucas diferenças foram observadas entre as formulações testadas, principalmente no dia 26. No dia 28, estas alturas foram levemente superestimativas tanto pela formulação Weisman (1976) quanto por Raynor *et al.* (1979), onde as diferenças foram de 24 e 12% em relação as medições SODAR/RASS, respectivamente. Tal diferença em relação aos resultados anteriores (Figura 47) tem explicação na substituição dos termos em cada equação. No caso de Weisman (1976), os fluxos de calor sensível na superfície foram balanceados por um gradiente vertical de temperatura estável, já que

agora os  $\beta$  foram extraídos da coluna atmosférica sobre a Baía de Sepetiba. No caso dos resultados utilizando Raynor *et al.* (1979), a elevação da altura de estimativa da temperatura sobre o corpo d'água nivelou com as estimativas sobre o continente (da superfície para 2 m) e produziu um gradiente horizontal de temperatura terra-mar com ordens de grandezas mais condizentes com a realidade. Vale destacar que a obtenção da temperatura sobre o corpo d'água seguiu a mesma metodologia empregada na análise da TSM. Isto é, foram definidos valores médios sobre a área da Baía.

## 7. Conclusões e Recomendações

A caracterização do escoamento atmosférico próximo à superfície na região costeira da Baía de Sepetiba foi apresentada buscando identificar os padrões de circulação atuantes e seus respectivos horários, intervalos, intensidades e impactos. Nas análises foram considerados dados meteorológicos coletados na rede de monitoramento da região entre os anos de 2013 e 2017 (5 anos), bem como, sondagens acústicas oriundas de um perfilador atmosférico SODAR/RASS instalado a 5 km da linha de costa. Além disso, foi definido um estudo de caso para analisar em detalhes as circulações de brisas de baía e terrestre que criam as condições favoráveis para formação de Camada Limite Interna na região. Para este estudo de caso, foram realizadas simulações com o modelo atmosférico WRF com objetivo de aprimorar a análise através da espacialização do problema sobre toda BAI, que também permitiu observar os impactos da atuação da brisa na regulação térmica da região e seu potencial de transporte de massa da linha de costa para o interior do vale.

A análise do escoamento superficial na BAI apresentou um padrão de vento muito bem definido nas estações avaliadas, onde as circulações de brisas de baía e terrestre se mostraram predominantes em 76% do período avaliado e apontaram uma preferência de escoamento entre a linha de costa e o vale Órgãos-Mendanha. A atuação da brisa de baía apresentou ventos com velocidades até 10 m/s e direções Sul/Sudoeste, contra a brisa terrestre com ventos de até 7 m/s e direções Norte/Nordeste. Além disso, a análise das distribuições horárias de frequência da direção do vento em conjunto com seus desvios padrões e velocidades médias mostraram um comportamento sinérgico entre os dados das estações, onde seus respectivos horários de início e fim da atuação das brisas foram bem definidos e relacionados as suas posições na célula de circulação da brisa. Os horários de

início da brisa de baía foram observados com maior frequência nas estações costeiras entre as 10 e 12 HL, enquanto a brisa terrestre apresentou início nas estações no interior dos vales entre 22 e 00 HL. Estes resultados são importantes por serem baseados em uma análise estatística, contabilizando um enorme volume de dados e mostrando que o escoamento superficial da BAI está bem representando perante os comportamentos físicos esperados para a região de estudo.

Vale destacar que a Estação Restinga apresentou as menores correlações de temperatura e velocidade do vento dentre as demais estações da rede, indicando que os ventos que governam esta região não possuem as mesmas forçantes do que aquelas da BAI, corroborando com os resultados da literatura (Paiva *et al.*, 2014; e Pimentel *et al.*, 2014). Outros destaques foram para: as maiores temperaturas registradas na Estação Vale Urbano que ocorrem em função do sistema de brisas não favorecer o escoamento no vale Mendanha-Pedra Branca e pelas próprias características de ocupação e uso do solo urbanizados; e o padrão de vento indefinido da estação Costa Norte que inviabilizou seu enquadramento nos padrões definidos para BAI.

O presente estudo também avaliou os perfis verticais da atmosfera da BAI com dados estimados via sondagens acústicas de SODAR/RASS, os primeiros do gênero para a RMRJ. No que tange a operação do perfilador, observou-se que as medidas feitas acima dos primeiros 400 m acima do solo mostram grandes dificuldades na estimativa dos parâmetros meteorológicos propostos em função da forte atividade convectiva típica da região. Como esta técnica de medição tem como alvo as inhomogeneidades da atmosfera, é comum as sondagens acústicas não conseguirem o alcance necessário para determinar a altura da CLA, principalmente em condições convectivas (Gentau *et al.*, 1991). No entanto, nas análises dos níveis até 200 m e até 400 m as medidas SODAR/RASS conseguiram representar mais de 70% e 40% do período de estudo, respectivamente. Em

análises mais específicas, verificou-se problemas de medição quando a velocidade do vento é superior a 12 m/s conforme comentado na literatura (Neff e Coulter, 1986; Shurygin *et al.*, 2000). Além disso, analisando separadamente os ciclos diários e sazonais observaram-se menores densidades de medições nos horários de transição entre os períodos diurnos e noturnos, e durante os meses de primavera e verão.

Através dos dados SODAR/RASS foram estabelecidos os perfis verticais médios de temperatura potencial, das velocidades horizontal e vertical do vento e da energia cinética turbulenta até os primeiros 400 m, onde buscou-se caracterizar o escoamento superficial para o entendimento geral das brisas atuantes, bem como, para o auxílio no desenvolvimento de parametrizações específicas para região de estudo. Para isso, foram propostos perfis médios avaliados sobre diferentes pontos de vista: diário, sazonal e por direção do vento na superfície. Nos períodos associados às menores temperaturas, isto é, noite e madrugada para no ciclo diário e os meses de inverno no ciclo anual, foram observadas atmosferas levemente estáveis com inversões térmicas acima dos 250 m da superfície. Por outro lado, os períodos de maior aquecimento (horas da tarde e meses de verão) mostraram uma atmosfera de forte instabilidade, ventos fortes e intensa atividade convectiva.

Os perfis verticais médios que se apresentaram de forma mais inesperada foram aqueles associados à primavera, onde as temperaturas apontaram para uma atmosfera tipicamente estável durante estes meses e com valores menores do que os observados nos meses de outono. Nos perfis de velocidade próximos a superfície foram observados os ventos mais intensos em relação as demais estações do ano, e movimentos verticais bem definidos indicando convecção em toda camada. Todos estes fatores, analisados juntamente com a forte estabilidade apresentada nos perfis de *TKE*, nos levam a concluir



que outros sistemas meteorológicos também influenciaram a região neste período. Considerando o padrão de movimentos ascendentes, sem suporte termodinâmico local e sem produção de *TKE* próximo a superfície, podemos atribuir estas alterações a uma maior frequência de passagem de sistemas frontais sobre o estado do Rio de Janeiro. Vale destacar que as EMS também registraram ventos de quadrante sul/sudeste mais intensos e frequentes nesta época do ano,

Considerando que o período de ocorrência de CLI em uma região costeira é muito curto quando comparado ao período de atuação da brisa de baía, já era esperado que suas características não seriam representadas nos perfis médios desta atmosfera. No entanto, também foi proposto a construção de um perfil médio integrando todas as sondagens com mesma direção do vento em superfície, onde claramente constatou-se os ventos associados às brisas marítimas e de baía (sul/sudoeste) se apresentando com as maiores temperaturas, velocidades e produção de *TKE* próximo a superfície, resultado do maior gradiente térmico terra-água e do escoamento atravessando superfícies diferentes. Contudo, o que diferenciou os perfis de S e SO foi exatamente o perfil de *TKE*, onde o primeiro apresentou condições instáveis em toda camada, enquanto perfil de SO apresentou comportamento característico de CLI definindo uma máximo local na metade da camada ( $\approx 80$  m) e um mínimo local em seu topo ( $\approx 150$  m). Desta forma, por se tratar de um perfil médio considerando um período de 5 anos, conclui-se que ventos de direção SO são frequentemente capazes de formar CLI sobre a região costeira da Baía de Sepetiba.

Uma análise minuciosa durante três ciclos completos e consecutivos de brisa de baía e brisa terrestre foi apresentada avaliando a formação da CLI e sua evolução no tempo. A metodologia relativa aos estágios da brisa marítima proposta por Cuxart *et al.*

(2014) provou funcionar bem em casos de brisa de baía em regiões tropicais, onde as principais características e períodos de duração de cada fase foram realmente reconhecidos. Além disso, esta análise mostrou a fase de desenvolvimento como o período crítico da brisa da baía para observar a formação de IBL, devido às maiores diferenças entre as propriedades de massa de ar sobre a baía e a terra.

Os resultados dos parâmetros da escala local e dos perfis verticais de temperatura e velocidade do vento mostraram dois casos diferentes de formação de CLI, indicando a importância dos ventos catabáticos alinhados com direções de brisa terrestre no vale entre Serra dos Órgãos e o Maciço do Mendanha. Esta configuração intensifica o fluxo estável de brisa terrestre durante as primeiras horas após o nascer do sol e atrasa o início da brisa de baía, como observado em 28 de dezembro. Além disso, duas parametrizações de altura CLI diferentes foram testadas por dois dos três dias do período de estudo, mostrando excelentes resultados em comparação com as medições de SODAR/RASS, mesmo quando se consideram diferentes abordagens. A formulação baseada no fluxo de calor sensível em superfície apresentou melhores resultados em comparação com a outra baseada no gradiente de temperatura terra/baía. No entanto, as dificuldades SODAR/RASS para realizar as medições de  $H_0$  ressaltam a importância de métodos alternativos para obter este parâmetro e, conseqüentemente, a parametrização de altura CLI adequada. Por outro lado, de acordo com Stunder e Sethuraman (1985), o erro de 50% apresentado pela formulação que utiliza o gradiente de temperatura terra/baía para o primeiro caso IBL (26 de dezembro) torna-se mais relevante para problemas de qualidade do ar, uma vez que um erro mínimo na estimativa de altura CLI resulta em um grande erro nas posições de concentração máxima em nível do solo. O presente estudo mostrou com sucesso como os dados SODAR/RASS, além de dados de satélite e algumas estações meteorológicas, podem ser combinados para uma melhor compreensão da

dinâmica das circulações de brisas de baía e terrestre em regiões tropicais, podendo contribuir na definição de uma parametrização para a altura CLI a ser usada na modelagem de mesoescala e qualidade do ar.

O último estágio da análise do estudo de caso simulou os três ciclos de brisas de baía e terrestre através do modelo atmosférico WRF, onde diversas configurações foram testadas utilizando diferentes parametrizações de CLA e diferentes discretizações nos níveis verticais: 28 (Padrão), 48 (Conservadora) e 52 (Refinada). Índices estatísticos para temperatura do ar, e velocidade e direção do vento foram utilizados para validar as simulações, compará-las entre si e com os demais estudos existentes na literatura, onde os dados observados no perfilador SODAR/RASS e nas seis EMS foram confrontados com os resultados do modelo em seu domínio de maior resolução espacial (500 m). Dentre as simulações deste estudo, a configuração Conservadora (48 níveis) apresentou os melhores resultados seguidos pela Padrão (28 níveis) e Refinada (52 níveis), respectivamente, indicando que o aumento dos níveis verticais deve ser aplicado de forma responsável e estar alinhado com a resolução espacial horizontal, mesmo que respeitando os limites numéricos do modelo. Além disso, observou-se que os índices da configuração Conservadora foram muito próximos ou melhores aos demais estudos da literatura, inclusive quando comparados àqueles feitos para mesma região e utilizando resoluções espaciais maiores (300 m).

Quanto a avaliação dos níveis verticais com as sondagens acústicas à 50, 100, 200 e 400 m, conforme esperado observaram-se os melhores índices para temperatura do ar e velocidade do vento nos níveis mais elevados por apresentarem menos influência dos fluxos de superfície. Por outro lado, estas melhoras não foram observadas para direção do vento que apresentaram índices semelhantes em todos os níveis avaliados e com valores de RMSE levemente inferiores àqueles observados em superfície nas EMS.

Porém, a grande diferença entre o Bias e o RMSE obtidos para direção do vento mostrou que estes maiores erros não foram tão frequentes.

Na avaliação do escoamento em superfície, observou-se o modelo WRF respondendo muito bem aos três ciclos de brisas de baía e terrestre, representando corretamente as variações diurnas e noturnas de temperatura, os horários de giro de vento e suas respectivas velocidades. Além disso, os resultados também permitiram a identificação de todas as fases das brisas, bem como, suas respectivas áreas de atuação. Apenas no último dia do período de estudo (28/12), foram observadas discrepâncias significativas em relação aos dados medidos em uma região específica do domínio, a região próxima à linha de costa da Baía de Sepetiba (EMS Costeira). Neste caso, através da avaliação espacial do vento e da temperatura em superfície, vimos que o WRF estimou a entrada da brisa de baía 4 horas antes do observado. Como o escoamento da brisa terrestre se manteve forte nesse período, a brisa de baía ficou limitada a linha de costa e produziu erros no campo térmico e de vento na posição da EMS Costeira.

Mesmo iniciando a brisa antecipadamente no último dia avaliado, observou-se que o modelo WRF foi capaz de representar a formação de CLI nos primeiros 10 km após a linha de costa, onde o ar aquecido pela superfície durante a manhã se acumulou nos primeiros 60-80 m verticais aprisionado pela massa de ar da baía advectada pela brisa. Apesar da pequena espessura apresentada para camada em relação aos dados observados, vimos que o modelo se mostrou apto na representação da CLI sem que qualquer parametrização específica tenha sido empregada, conseguindo representar o escoamento apenas pelas características das superfícies.

Na tentativa de avaliar o quanto uma parametrização do gênero poderia contribuir para o modelo atmosférico, foram feitos testes com as formulações de altura de CLI da

literatura utilizando apenas com os parâmetros estimados pelo WRF. O método de solução das formulações foi o mesmo aplicado no caso utilizando os dados observados e, em seus resultados, vimos alturas de CLI superestimadas em resposta ao desequilíbrio provocado pelo perfil vertical de temperatura sobre a terra (instável). Vale lembrar que as formulações originais utilizam este perfil sobre o corpo d'água (estável) e foram modificadas no método para que pudessem ser atendidas apenas utilizando dados observados. Entretanto, como o modelo dispõe de diversas variáveis meteorológicas em todos os pontos do domínio e nos mais variados níveis verticais, as formulações também foram testadas como descritas em seus estudos originais. Nos resultados, foi possível observar o WRF estimando com grande precisão a altura da CLI independente da formulação aplicada, mostrando o grande potencial que as parametrizações já existentes na literatura poderiam trazer para representação do escoamento superficial em regiões costeiras.

#### Recomendações para trabalhos futuros

Considerando os perfis verticais médios apresentados para coluna atmosférica sobre a região costeira da Baía de Sepetiba, podemos considerar uma importante etapa posterior avaliar a estimativa dos parâmetros meteorológicos e micrometeorológicos de superfície presentes nos modelos atmosféricos e de qualidade do ar, e compará-los com parâmetros ajustados utilizando os resultados do presente estudo. Buscando assim, redefini-los em função das características observadas em superfície. Além disso, seria interessante comparar outras medidas SODAR de outras regiões afim de definir as características comuns e as demais que as diferenciam.

Outra questão que necessita ser melhor avaliada é a interação dos ventos da brisa terrestre com aqueles da brisa de montanha, que mostrou ser crucial na determinação do

horário inicial da brisa de baía. Além disso, existe uma interação da brisa de baía com a brisa marítima oriunda do oceano Atlântico que podem atuar conjuntamente ou com sobreposição da marítima sobre a de baía. Em ambos os casos, escolher bons estudos de caso poderiam facilitar a compreender estas interações no escoamento em superfície.

No que tange a distribuição dos pontos de monitoramento meteorológico sobre a BAI, vimos uma rede bem abrangente na linha de costa e no interior dos vales, mas com carências nas porções norte e sudeste da Baía de Sepetiba, principalmente quando avaliados os dados da estação Coroa Grande. No entanto, a questão mais relevante para entendimento desta região passa pela instalação de uma boia oceano-meteorológica sobre os corpos d'água envolvidos, onde o monitoramento contínuo dos parâmetros atmosféricos traria grandes contribuições para uma estimativa dos gradientes térmicos terra/mar, terra/baía e baía/mar. Por fim, para auxiliar no entendimento do alinhamento das brisas terrestre e de montanha, recomenda-se também a instalação de um perfilador atmosférico no interior do vale Órgãos-Mendanha em uma posição suficientemente distante da linha de costa para evitar medidas em uma região de escoamento transiente.

Sobre a modelagem do fenômeno de brisa na região costeira da Baía de Sepetiba, deve-se destacar que as simulações utilizando as parametrizações de Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (Nakanishi e Niino, 2009) foram descartadas devido a problemas na solução do campo térmico que produziram valores irreais para região de estudo. Apesar desta parametrização ser recomendada para avaliação de CLI (Floors *et al.*, 2013), o presente estudo apontou dificuldades na representação do escoamento em superfície, mostrando a necessidade de um estudo mais aprofundado para identificar a origem deste erro e, conseqüentemente, apresentar uma adaptação que permita sua aplicação para regiões como a BAI.

Além disso, observou-se que o sucesso da modelagem apresentou grande dependência da configuração do modelo, mostrando que novos testes precisam ser feitos avaliando outras parametrizações, diferentes dados de uso e cobertura do solo e, principalmente para o estudo das brisas, dados de TSM com maior resolução temporal.

## Referências Bibliográficas

Banta, R.M., Olivier, L.D., e Levinson, D.H.: 1993. "Evolution of the Monterey Bay Sea-Breeze Layer As Observed by Pulsed Doppler Lidar". *Journal of the Atmospheric Science*, v.50, p.3959-3982. DOI 10.1175/1520-0469(1993)050<3959:EOTMBS>2.0.CO;2

Batchvarova, E., Cai, X., Gryning, S. E., e Steyn, D.: 1999. "Modelling Internal Boundary-Layer Development in a Region with a Complex Coastline". *Boundary-Layer Meteorology*, v.90, p.1-20. DOI 10.1023/A:1001751219627

Bernardet, L.R., Wolff, J., Nance, L., Loughe, A., Weatherhead, B., Gilleland, E., e Brown, B.: 2009. "Comparison between WRF-ARW and WRF-NMM objective forecast verification score". *Paper presented at the 23rd Conference on Weather Analysis and Forecasting/19th Conference on Numerical Weather Prediction. Omaha, NE*. Acessado em 13 de Junho de 2016, em: <https://www.google.com/url?q=https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/153552.pdf&sa=U&ved=0ahUKEwjz3Pilw6XNAhXH2yYKHUYxBGoQFggEMAA&client=internal-uds-cse&usg=AFQjCNHLSvEAAgzuzvItgA-fscGsz2f-0g>.

Beyrich, F., Herzog, H.J. e Neisser, J.: 2002. "The LITFASS project of DWD and the LITFASS-98 experiment: The project strategy and the experimental setup". *Theoretical and Applied Climatology*, v.73, n.1-2, p.3-18.

Briere, S.: 1987. "Energetics of daytime sea-breeze circulation as determined from a twodimensional, third-order turbulence closure model". *Journal of the Atmospheric Science*, v.44, p.1455-1474.

Brown, E.H., e Hall, F.F.: 1978. "Advances in atmospheric acoustics". *Reviews of Geophysics*, v.16, p.47-110.

Buckley, R.L., e Kurzeja, R.J.: 1997. "An observational and numerical study of the nocturnal sea breeze, part I: Structure and circulation". *Journal of Applied Meteorology*, v.36, p.1577-1598.

Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y., e Bradley, E.F.: 1971. "Fluxprofile relationships in the atmospheric surface layer". *Journal of Atmospheric Science*, v.28, p.181-189.



Carbone, R.E., Wilson, J.W., Keenan, T.D., e Hacker, J.M.: 2000. "Tropical Island Convection in the Absence of Significant Topography. Part I: Life Cycle of Diurnally Forced Convection". *Monthly Weather Review*, v.128, p3459-3480.

Clarke, R.H.: 1984. "Colliding sea-breezes and the creation of internal atmospheric bore waves: Two-dimensional numerical studies", *Australian Meteorological Magazine*, v.32, p.207-226.

Cotton, W.R., Pielke, Sr.R.A., Walko, R.L., Liston, G.E., Tremback, C.J., Jiang, H., McAnelly, R. L., Harrington, J. Y., Nicholls, M. E., Carrio, G. G., e McFadden, J. P.: 2003. "RAMS 2001: Current status and future directions". *Meteorology Atmospheric Physics*, v.82, p.5-29. DOI 10.1007/s00703-001-0584-9

Crosman, E.T., e Horel, J.D.: 2010. "Sea and lake breezes: A review of numerical studies". *Boundary-Layer Meteorology*, v.137, p.1-29. DOI 10.1007/s10546-010-9517-9.

Cuxart, J., Jiménez, M.A., Prtenjak, M.T., e Grisogono, B.: 2014. "Study of a Sea-Breeze Case through Momentum, Temperature, and Turbulence Budgets". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v.53, p.2589-2609.

de Oliveira, A.P., e Fitzjarrald, D.R.: 1993. "The Amazon river breeze and the local boundary layer: I. Observations". *Boundary-Layer Meteorology*, v.63, n.1-2, p.141-162. <https://doi.org/10.1007/BF00705380>

Deardorff, J.: 1970. "A numerical study of three-dimensional turbulent channel flow at large Reynolds numbers". *Journal of Fluid Mechanics*, v.41, n.2, p.453-480.

Dyer, A.J.: 1963. "The adjustment of profiles and eddy fluxes". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.89, n.380, p.276-280.

Elliott, W.P.: 1958. "The growth of the atmospheric internal boundary layer". *EOS Transactions American Geophysical Union*, v.39, p.1048-1054.

Engelbart, D.: 1998. "Determination of boundary layer parameters using windprofiler/RASS and SODAR/RASS". *Proceedings of the 9th International Symposium on Acoustic Remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Oceans*, v.17, n.382, p.192-194.

Engelbart, D.A.M. e Bange, J.: 2002. "Determination of boundary-layer parameters using wind profiler/RASS and sodar/RASS in the frame of the LITFASS project". *Theoretical and Applied Climatology*, v.73, n.1-2, p.53-65.

Fundação Estadual de Engenharia do Meio Ambiente, FEEMA: 2004."Inventário de Fontes Emissoras de Poluentes Atmosféricos da Região Metropolitana do Rio de Janeiro". Departamento de Planejamento Ambiental, Rio de Janeiro.

Ferreira, S.A., e Gan, M.A.: 2011. "Intraseasonal variability in the South American monsoon system". *Atmospheric Science Letters*, v.12, p.253-260.

Figuroa, S. N., Satyamurty, P., e Silva Dias, P.L.: 1995. "Simulations of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model". *Journal of Atmospheric Sciences*, v.52, p.1573-1584.

Floors, R., Vincent, C.L., Gryning, S.E., Batchvarova, E.: 2013. "The Wind Profile in the Coastal Boundary Layer: Wind Lidar Measurements and Numerical Modelling". *Boundary-Layer Meteorology*, v.147, n.3, p.469-491. DOI 10.1007/s10546-012-9791-9

Garratt, J.R.: 1990. "The internal boundary layer - A review". *Boundary-Layer Meteorology*, v.50, n.1-4, p.171-203.

Gentau, H., Thomos, P. e Vogt, S.: 1991. "Comparison of turbulence parameteres measured by SODAR and sonic anemometer". *Kernforschungszentrum Karlsruhe*, Report 4890.

GEORIO, 2017. Mapas Digitais do Rio de Janeiro, acessado em 28 de dezembro de 2017 <http://pcrj.maps.arcgis.com/home/index.html>.

Gera, B.S. e Singal, S.P.: 1990. "SODAR in air pollution meteorology". *Atmospheric Environment. Proceedings of the 2nd International Conference on Atmospheric Sciences and Application to Air Quality*, v.24A, n.8, p.2003-2009.

Gerken, T., Biermann, T., Babel, W., Herzog, M., Ma, Y., Foken, T., e Graf, H.F.: 2014. "A modelling investigation into lake-breeze development and convection triggering in the Nam Co Lake basin, Tibetan Plateau". *Theoretical and Applied Climatology*, v.117, n.1-2, p.149-167. DOI 10.1007/s00704-013-0987-9

Giannini, L., Argentini, S., Mastrantonio, G., e Rossini, L.: 1997. "Estimation of flux parameters from SODAR wind profiles". *Atmospheric Environment*, v.31, p.1307-1313.

Gibson, C.H.: 1999. "Fossil Turbulence revisited". *Journal of Marine Systems*, v.21, p.147-167.

Gryning, S.E. e Batchvarova, E.: 1990. "Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.116, n.491, p.187-203.

Gryning, S. E. e Batchvarova, E.: 1996. "A Model for the Height of the Internal Boundary Layer over an Area with an Irregular Coastline". *Boundary-Layer Meteorology*, v.78, p.405-413.

Haines, S.L, Jedlovec, G.J., e Lazarus, S.M.: 2007. "A MODIS Sea Surface Temperature Composite for Regional Applications". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.45, p.2919-2927.

Hanna, S.R., e Yang, R.: 2001. "Evaluation of Mesoscale Model's Simulations of Nearsurface winds, temperature gradients and mixing depths". *Journal of Applied Meteorology*, v.40, p.1095-1104.

Harris, L., e Kotamarthi, V.R.: 2005. "The Characteristics of the Chicago Lake Breeze and Its Effects on Trace Particle Transport: Results from an Episodic Event Simulation". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v.44, p.1637-1654. DOI 10.1175/JAM2301.1

Haeger-Eugensson, M., e Holmer, B.: 1999. "Advection caused by the urban heat island circulation as a regulating factor on the nocturnal urban heat island". *International Journal of Climatology*, v.19, n.9, pp.975-988. DOI 10.1002/(SICI)1097-0088(199907)19:9<975::AID-JOC399>3.0.CO;2-J

Holton, J.R.: 2004. "An Introduction to Dynamic Meteorology", 4th Ed. Academic Press, New York.

Hong, S.-Y., Noh, Y., e Dudhia, J.: 2006. "A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes". *Monthly Weather Reviews*, v.134, n.9, p.2318-2341.

Hong, S.-Y.: 2010. "A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated East Asian summer monsoon". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.136, n.651, p.1481-1496.

Hsu, S.A.: 1988. "Coastal Meteorology", Academic, California, 260 pp.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, IBGE: 2009. "Estimativas da população Brasileira para 1º de julho de 2009", acessado em 28 de dezembro de 2017: [http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2009/POP2009\\_DOU.pdf](http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2009/POP2009_DOU.pdf)

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, IBGE: 2017. Base de dados por municípios das Regiões Geográficas Imediatas e Intermediárias do Brasil, acessado em 28 de dezembro de 2017: [ftp://geoftp.ibge.gov.br/organizacao\\_do\\_territorio/divisao\\_regional/divisao\\_regional\\_do\\_brasil/divisao\\_regional\\_do\\_brasil\\_em\\_regioes\\_geograficas\\_2017/tabelas/regioes\\_geograficas\\_composicao\\_por\\_municipios\\_2017.xls](ftp://geoftp.ibge.gov.br/organizacao_do_territorio/divisao_regional/divisao_regional_do_brasil/divisao_regional_do_brasil_em_regioes_geograficas_2017/tabelas/regioes_geograficas_composicao_por_municipios_2017.xls)

Jamima, P. e Lakshminarasimhan, J.: 2004. "Numerical simulation of sea breeze characteristics observed at tropical coastal site Kalpakkam". *Journal of Earth System Science*, v.113, n.2, p.197-209.

Janjic, Z.I.: 2003. "A nonhydrostatic model based on a new approach". *Meteorology and Atmospheric Physics*, v.82, p.271-285.

Jiménez, P.A., Dudhia, J., González-Rouco, J.F., Navarro, J., Montávez, J.P., e García-Bustamante, E.: 2012. "A revised scheme for the WRF surface layer formulation". *Monthly Weather Review*, v.140, n.3, p.898-918.

Källstrand, B., Bergström, H., Højstrup, J., e Smedman, A.S.: 2000. "Mesoscale Wind Field Modifications over the Baltic Sea". *Boundary-Layer Meteorology*. v.95, p.161-188. DOI 10.1023/A:1002619611328

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., e Joseph, D.: 1996. "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project". *Bulletin of the American meteorological Society*, v.77, n.3, p.437-471.

Kodama, Y.: 1992. "Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v.70, p.813-836.

Kozo, T.L.: 1982. "An observational study of sea breezes along the Alaskan Beaufort Sea coast: Part I". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v.21, p.891-905. DOI 10.1175/1520-0450(1982)021,0891:AOSOSB.2.0.CO;2

Kramar, V.F. e Kouznetsov, R.D.: 2002. "A New Concept for Estimation of Turbulent Parameter Profiles in the ABL Using Sodar Data". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v.19, n.8, p.1216-1224.

Letcher, T.M.: 2017. "Wind Energy Engineering - A Handbook for Onshore and Offshore Wind Turbines", Academic Press, London, p.600. DOI 10.1016/B978-0-12-809451-8.00028-X

Little, C.G.: 1969. "Acoustic methods for the remote probing of the lower atmosphere". *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers*. v.57, n.4, p.571-578.

Lo, J.C.-F., Yang, Z.-L., e Pielke, Sr. R.A.: 2008. "Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Research and Forecasting (WRF) model", *Journal of Geophysical Research*, v.113, D09112. DOI 10.1029/2007JD009216.

Loughner, C.P., Allen, D.J., Pickering, K.E., Zhang, D.-L., Shou, Y.-X., e Dickerson, L.L.: 2011. "Impact of fair-weather cumulus clouds and the Chesapeake Bay breeze on pollutant transport and transformation". *Atmospheric Environment*, v.45, n.24, p.4060-4072. DOI 10.1016/j.atmosenv.2011.04.003.

Lucena, A.J., Filho, O.C.R., França, J.R.A., Peres, L.F., e Xavier, L.N.R.: 2012. "Urban climate and clues of heat island events in the metropolitan area of Rio de Janeiro". *Theoretical and Applied Climatology*, v.111, p.497-511.

Lyons, W.A.: 1975. "Turbulent diffusion and pollutant transport in shoreline environments", *Lectures on Air Pollution and Environment Impact Analysis*, AMS, Boston. p.136-208.

Mahrer, Y.: 1984. "An improved numerical approximation of the horizontal gradients in a terrain-following coordinate system". *Monthly Weather Review*, v.112, p.918-922.

- Mahrt, L. e Vickers, D.: 2006. "Extremely Weak Mixing in Stable Conditions". *Boundary-Layer Meteorology*, v.119, n.1, p.19-39. DOI 10.1007/s10546-005-9017-5
- Mayor, S.D., Spalart, P.R. e Tripoli, G.J.: 2002. "Application of a Perturbation Recycling Method in the Large-Eddy Simulation of a Mesoscale Convective Internal Boundary Layer". *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.59, n.15, p.2385-2395.
- Melas, D.: 1993. "Similarity methods to derive turbulence quantities and mixed-layer depth from SODAR measurements in the convective boundary layer: a review". *Applied Physics B*, v.57, pp.11-17.
- Melas, D., Lavagnini, A. e Sempreviva, A.: 2000. "An investigation of the boundary layer dynamics of Sardinia Island under sea-breeze conditions". *Journal of Applied Meteorology*, v.39, p.516-524.
- Mellor, G.L. e Yamada, T.: 1974. "A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers". *Journal of the Atmospheric Sciences*. v.31, n.7, p.1791-1806.
- Mellor, G.L., Yamada, T.: 1982. "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems". *Reviews of Geophysics*, v.20, n.4, p.851.
- Mengelkamp, H. T.: 1991. "A Numerical Study of Pollutant Dispersion Over A Land-Water-Land Area. Advanced modelling and Computer Codes for Calculating local-Scale and meso-Scale Atmospheric Dispersion of radionuclides and their Applications". v.23, n.12, p.113-119.
- Miller, S.T.K., Keim, B.D., Talbot, R.W., e Mao, H.: 2003. "Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts". *Reviews of Geophysics*, v.41, n.3, p.1011-1042. DOI 10.1029/2003RG000124
- Monin, A.S. e Yaglom, A.M.: 1971. "Statistical Fluid Mechanics". The MIT Press, Massachusetts, p.782.
- Monzikova, A.K., Kudryavtsev, V.N., Myasoedov, A.G., Chapron, B., Zilitinkevich, S.S.: 2017. "Features of Wind Field over the Sea Surface in the Coastal Area". *Atmospheric and Oceanic Physics*, v.53, n.1, p.76-83. DOI 10.1134/S000143381701008X

Nakanishi, M., e Niino, H.: 2009. "Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v.87, n.5. p.895-912. DOI 10.2151/jmsj.87.895

Neff, W.D., e Coulter, R.L.: 1986. "A comparative overview of active remote sensing techniques". Probing the atmospheric boundary layer. *American Meteorological Society*, Boston, p.201-239.

Nieuwstadt, F.T.M., e Brost, R.A.: 1986. "Decay of convective turbulence". *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.43, p.532-546.

Onishi, G.: 1968. "Numerical study on atmospheric boundary layer flow over inhomogeneous terrain". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v.46, p.280-286.

Paiva, L. M. S., Bodstein, G. C. R., e Pimentel, L. C. G.: 2014. "Influence of high-resolution surface databases on the modeling of local atmospheric circulation systems". *Geoscientific Model Development*, v.7, p.1641-1659. DOI 10.5194/gmd-7-1641-2014

Panofsky, H.A. e Townsend, A.A.: 1964. "Change of terrain roughness and the wind profile". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.90, n.384, p.147-155. DOI 10.1002/qj.49709038404

Peters, L.K.: 1975. "On the criteria for the occurrence of fumigation inland from a large lake". *Atmospheric Environment*, v.9, n.9, p.809-816.

Peterson, E.Q.: 1969. "Distribution of sulfur dioxide over metropolitan St. Louis, as described by empirical eigenvectors, and its relation to meteorological parameters". *Atmospheric Environment*, v.4, p.501-518.

Philip, J.R.: 1959. "The theory of local advection. Journal of Meteorology". *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.16, p.535-547.

Pielke, R.A.: 1984. "Mesoscale Meteorological Modeling". Academic Press, New York. p.676.

Pielke, R.A.: 1985. "Sea breeze-induced mesoscale systems and severe weather", NASA Project Program CR-174317.

Pielke, R.A., Cotton, W.R., Walko, R.L., Tremback, C.J., Lyons, W.A., Grasso, L.D., Nicholls, M.E., Moran, M.D., Wesley, D.A., Lee, T.J., e Copeland, J. H.: 1992. "A comprehensive meteorological modeling system - RAMS", *Meteorology and Atmospheric Physics*, v.49, n.1-4, p.69-91. DOI 10.1007/BF01025401

Pimentel, L. C. G., Marton, E., Soares da Silva, M., e Jourdan, P.: 2014. "Caracterização do regime de vento em superfície na Região Metropolitana do Rio de Janeiro". *Engenharia Sanitária e Ambiental*, v.19, n.2, p.121-132. DOI 10.1590/S1413-41522014000200003

Plate, E.J.: 1967. "Aerodynamic Characteristics of Atmospheric Boundary Layers". *Argonne National Laboratory, US Atomic Energy Commission. Argonne*, p.190. DOI 10.2172/4053705.

Portelli, R.V.: 1982. "The Nanticoke shoreline diffusion experiment, June 1978. I - Experimental design and program overview". *Atmospheric Environment*, v.16, n.3, p.413-421.

Rao, K.S., Wyngaard, J.C. e Coté, O.R.: 1974. "The Structure of the Two-Dimensional Internal Boundary Layer over a Sudden Change of Surface Roughness". *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.31, n.3, p.738-746.

Raynor, G.S., Michael, P., Brown, R. M., e Sethuraman, S.: 1975. "Studies of Atmospheric Diffusion from a Nearshore Oceanic Site". *Journal of Applied Meteorology*, v.14, n.6, p.1080-1094.

Raynor, G.S., Sethuraman, S. e Brown, R.M.: 1979. "Formation and Characteristics of Coastal Internal Boundary Layers During Onshore Flows". *Boundary-Layer Meteorology*, v.16, n.4, p.487-514.

Richter, I., Mechoso, C. R., and Robertson, A.W.: 2008. "What determines the position and intensity of the South Atlantic Anticyclone in austral winter? – An AGCM study", *Journal of Climate*, v.21, p.214–229.

Robinson, F.J., Patterson, M.-D., e Sherwood, S.C.: 2013. "A numerical modeling study of the propagation of idealized sea breeze density currents". *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.70, p.653-668. DOI 10.1175/JAS-D-12-0113.1.



Satyamurti, P., Nobre, C., Silva Dias, P.L.: 1998. "South America - Meteorology of the Southern Hemisphere", *American Meteorological Society*, p.119-139.

Schlichting, H.: 1979. "Boundary-Layer Theory". 7<sup>a</sup> Edition. New York, McGraw-Hill, p.817.

Schwiesow, R.L.: 1986. "A comparative overview of active remote sensing techniques". *Probing the atmospheric boundary layer. Boston*, p.129-138.

Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável, SEMADS: 2001. "Bacias Hidrográficas e Recursos Hídricos da Macrorregião Ambiental 2 – Bacia da Baía de Sepetiba", 79p.

SethuRaman, S., e Raynor, G.S.: 1980. "Comparison of mean wind speeds and turbulence at a coastal site and offshore location". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v.19, p.15-21.

Shurygin, E.A., Kallistratova, M.A., Petenko, I.V., e Zubkovskii, S.L.: 2000. "Comparision of measurements of turbulent kinetic energy by SODAR and sonic anemometer". *Proceedings of the 10th International Symposium on Acoustic Remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Oceans*. p.338-341.

Silva Dias, M.A.F., e Machado, A.J.: 1997. "The role of local circulations in summertime convective development and nocturnal fog in São Paulo, Brazil". *Boundary Layer Meteorology*, v.82, p.135-157.

Silva Dias, M., Silva Dias, P., Longo, M., Fitzjarrald, D.R., e Denning, A.S.: 2004. "River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results". *Theoretical and Applied Climatology*, v.78, n.1-3, p.111-121.

Simpson, J. E.: 1994. "Sea Breeze and Local Wind". Cambridge Univ. Press, New York, p.234.

Simpson, J.E.: 1996. "Diurnal changes in sea-breeze direction", *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v.35, p.1166-1169,

Simpson, J.E.: 1997. "Gravity Currents in the Environment and the Laboratory", Cambridge Univ. Press, New York, p.244.

Skamarock, W. C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., e Powers, J.G.: 2005. "A Description of the Advanced Research WRF Version 2, NCAR Tech Note", *NCAR/TN-468+STR*, p.88. [http://box.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw\\_v2.pdf](http://box.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v2.pdf)

Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Duda, M., Huang, X., e Wang, W.: 2008. "A description of the advanced research WRF version 3. Technical report", *NCAR/TN-475+ STR*, p.115.

Smagorinsky, J.: 1964. "General circulation experiments with the primitive equations". *Monthly Weather Review*, v.91, n.3, p.99-164.

Soares da Silva, M.: 2012. "Estratégias de simulação da dispersão de poluentes com os modelos WRF/CALMET/CALPUFF para a Região Metropolitana do Rio de Janeiro". *Dissertação (Mestrado)*, Programa de Engenharia Mecânica – COPPE, UFRJ, 135p.

Stauffer, R.M., e Thompson, A.M.: 2015. "Bay breeze climatology at two sites along the Chesapeake bay from 1986–2010: Implications for surface ozone". *Journal of Atmospheric Chemistry*, v.72, n.3-4, p.355-372. DOI 10.1007/s10874-013-9260-y

Stivari, S.M.S., Oliveira, A.P., Karam, H.A., e Soares, J.: 2003. "Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze". *Journal of Applied Meteorology*, v.42, p.37-50. DOI 10.1175/1520-0450(2003)042<0037:POLCIT>2.0.CO;2

Stull, R.B.: 1988. "An Introduction to Boundary Layer Meteorology". Kluwer Acad., Norwell, p.670.

Stunder, M. e Sethuraman, S.: 1985. "A comparative evaluation of the coastal internal boundary-layer height equations". *Boundary-Layer Meteorology*, v.32, n.2, p.177-204.

Tennekes, H.: 1973. "A Model for the Dynamics of the Inversion Above a Convective Boundary Layer". *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.30, n.4, p.558-567.

Van der Hoven, I.: 1967. "Atmospheric transport and diffusion at coastal sites". *Proceedings of the USAEC Meteorological Information Meeting*, v.44, n.43, p.229-240.

van Dop, H., de Hann, B. J. e Engedal, C.: 1982. "The KNMI Mesoscale Air Pollution Model". *Royal Netherlands Meteorological Institute*, p.76.

Venkatesan, R., Sitaraman, V. e Manju, M.: 1995. "Estimation of the atmospheric surface layer parameters and comparison with SODAR observations". *Atmospheric Environment*, v.29, p.22.

Vieira, S.O., Satyamurty, P., e Andreoli, R.V.: 2012. "On the South Atlantic Convergence Zone affecting southern Amazonia in austral summer". *Atmospheric Science Letters*. DOI 10.1002/asl.401

Vogelezang, D.H.P. e Holtslag, A.A.M.: 1996. "Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations". *Boundary-Layer Meteorology*, v.81, n.3-4, p.245-269.

Wallace, J., e Hobbs, P.: 2006. "Atmospheric Science - An Introductory Survey". Academic Press, p.504.

Weisman, B.: 1976. "On the criteria for the occurrence of fumigation inland from a large lake - A Reply". *Atmospheric Environment*, v.10, n.2, p.172-173.

Xian, Z., e Pielke, R.A.: 1991. "The Effects of Width of Landmasses on the Development of Sea Breezes". *Journal of Applied Meteorology*, v.30, p.1280-1304. DOI 10.1175/1520-0450(1991)030<1280:TEOWOL>2.0.CO;2

Xue, M., Droegemeier, K. K., Wong, V., Shapiro, A., e Brewster, K.: 1995. "ARPS Version 4.0 User's Guide", p.380. <http://www.caps.ou.edu/ARPS/arpdoc.html>

Xue, M., Droegemeier, K. K., e Wong, V.: 2000. "The Advanced Regional Prediction System (ARPS): A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification", *Meteorology and Atmospheric Physics*, v.75, p.161-193.

Xue, M., Droegemeier, K. K., Wong, V., Shapiro, A., Brewster, K., Carr, F., Weber, D., Liu, Y., e Wang, D.: 2001. "The Advanced Regional Prediction System (ARPS) – A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part II: Model Physics and Applications", *Meteorology and Atmospheric Physics*, v.76, p.143-165.

Young, G.S. e Sikora, T.D.: 2003. "Mesoscale stratocumulus bands caused by Gulf Stream meanders", *Monthly Weather Review*, v.131, p.2177-2191.

Zeri, M., Oliveira-Júnior, J.F., e Lyra, G.B.: 2011. "Spatiotemporal analysis of particulate matter, sulfur dioxide and carbon monoxide concentrations over the city of Rio de Janeiro, Brazil". *Meteorology and Atmospheric Physics*, v.113, p.139-152.

Zhong, S., Leone, J.M., e Takle, E.S.: 1991. "Interaction of the sea breeze with a river breeze in an area of complex coastal heating". *Boundary-Layer Meteorology*, v.56, p.101-139. <https://doi.org/10.1007/BF00119964>

Zumpfe, D.E., e Horel, J.D.: 2007. "Lake-Breeze Fronts in the Salt Lake Valley". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v.46, p.196-211. DOI: 10.1175/JAM2449.1

## Anexo I – Rosa dos Ventos da BAI para o período 2013-2017.

Nesta seção são apresentadas as rosas dos ventos referentes aos dados coletados no período entre 2013 e 2017 nas estações: Costeira (SBSC/REDEMET), Vale (A601 Seropédica/INMET), Serrana (Engenheiro Pedreira/INEA), Costa Norte (Coroa Grande/INEA), Restinga (A602 Marambaia/INMET) e Vale Urbano (Campo Grande/SMAC).

Os resultados foram analisados para as quatro estações do ano, onde os foram considerados os períodos: Anual – de 01 de janeiro à 31 de dezembro, Primavera – de 22 de setembro à 20 de dezembro, Verão – de 21 de dezembro à 19 de março, Outono – de 20 de março à 20 de junho e, por fim, Inverno – de 21 de junho a 21 de setembro. As datas foram selecionadas de acordo com CPTEC (2017)<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup>CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. <http://www.cptec.inpe.br/>. Portal acessado no dia 08/12/2017.

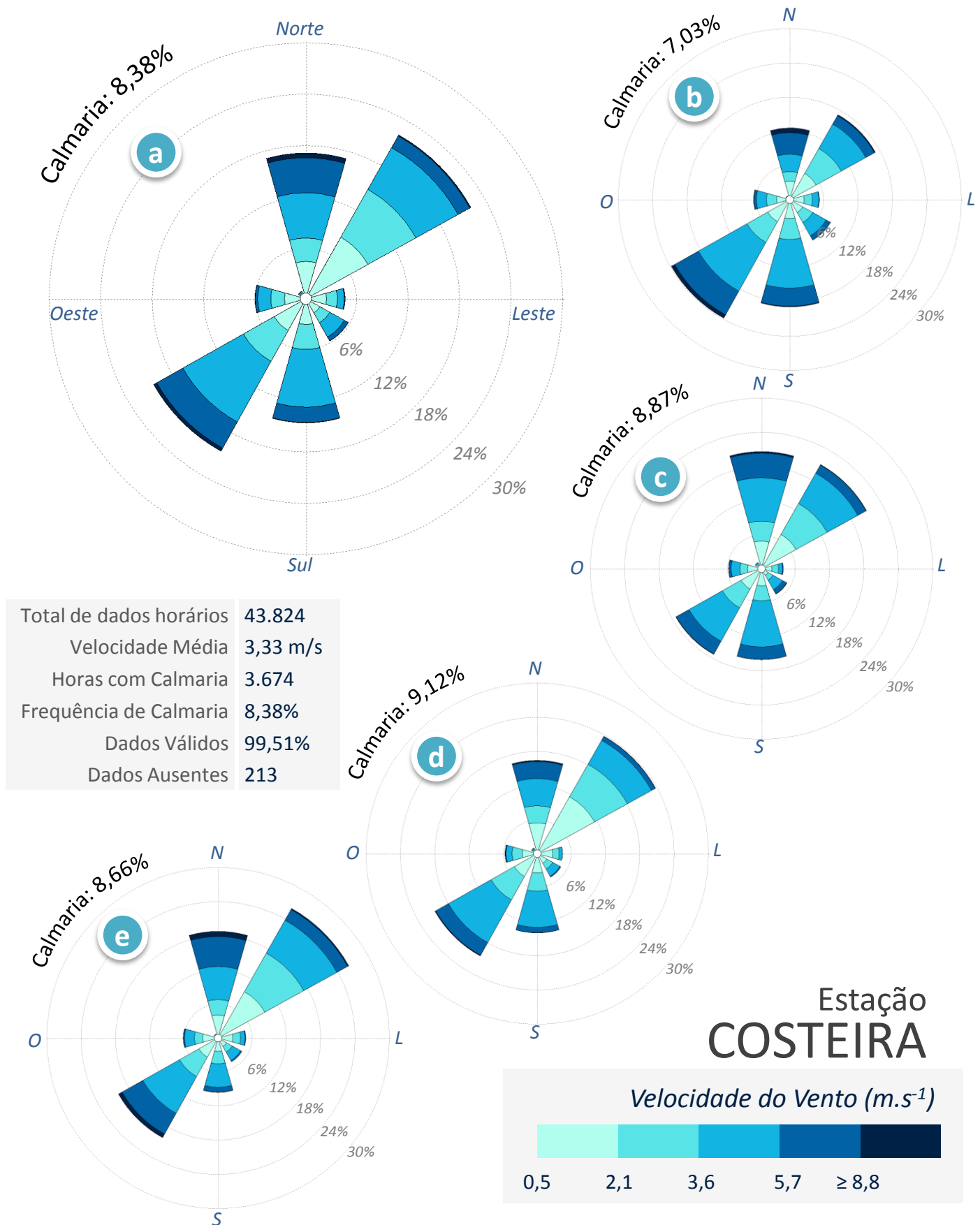


Figura A1.1 – Rosas dos ventos da Estação Costeira para os anos entre 2013 e 2017, para os períodos: (a) anual, (b) primavera, (c) verão, (d) outono e (e) inverno.

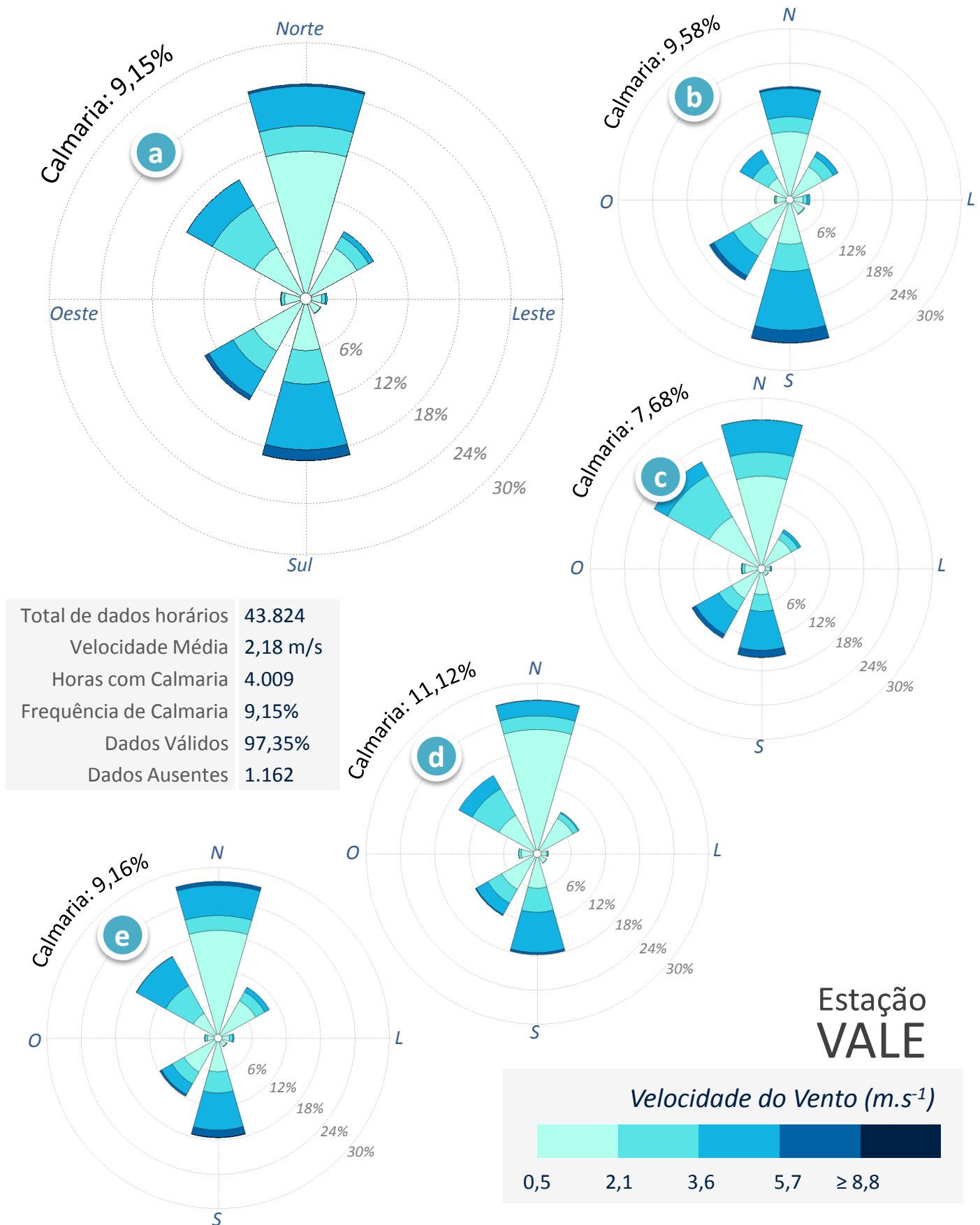


Figura A1.2 – Rosas dos ventos da Estação Vale para os anos entre 2013 e 2017, para os períodos: (a) anual, (b) primavera, (c) verão, (d) outono e (e) inverno.

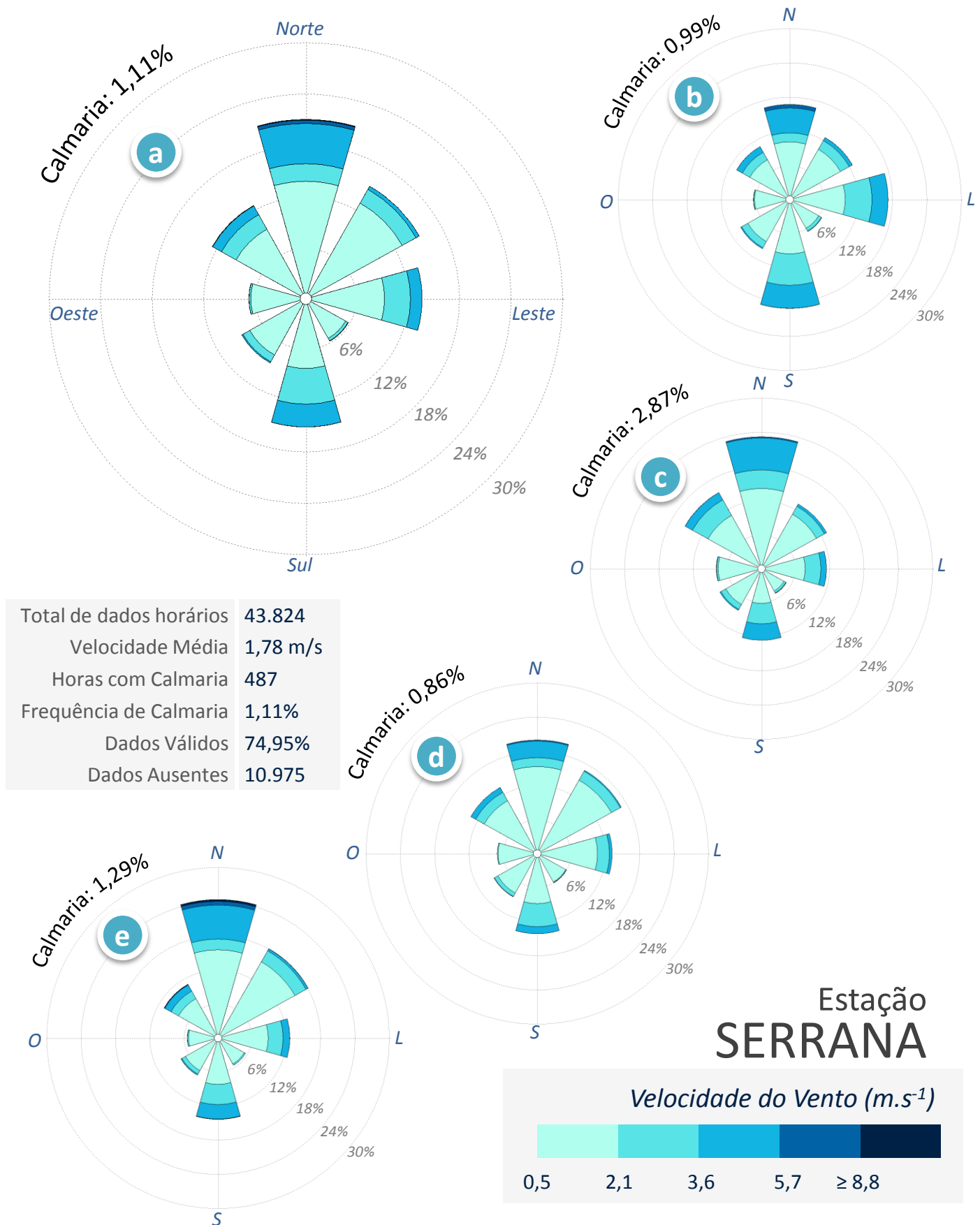


Figura A1.3 – Rosas dos ventos da Estação Serrana para os anos entre 2013 e 2017, para os períodos: (a) anual, (b) primavera, (c) verão, (d) outono e (e) inverno.



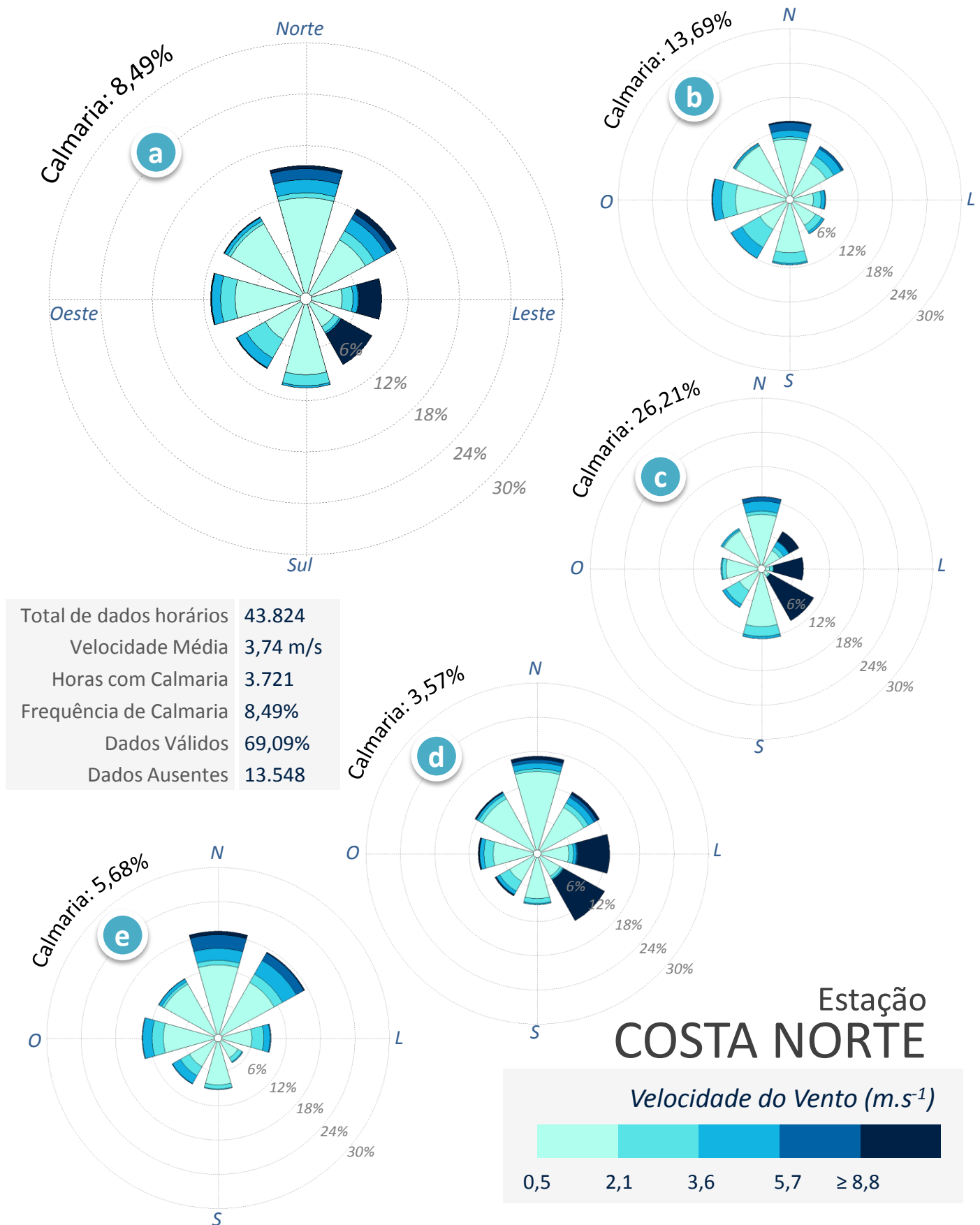


Figura A1.4 – Rosas dos ventos da Estação Costa Norte para os anos entre 2013 e 2017, para os períodos: (a) anual, (b) primavera, (c) verão, (d) outono e (e) inverno.

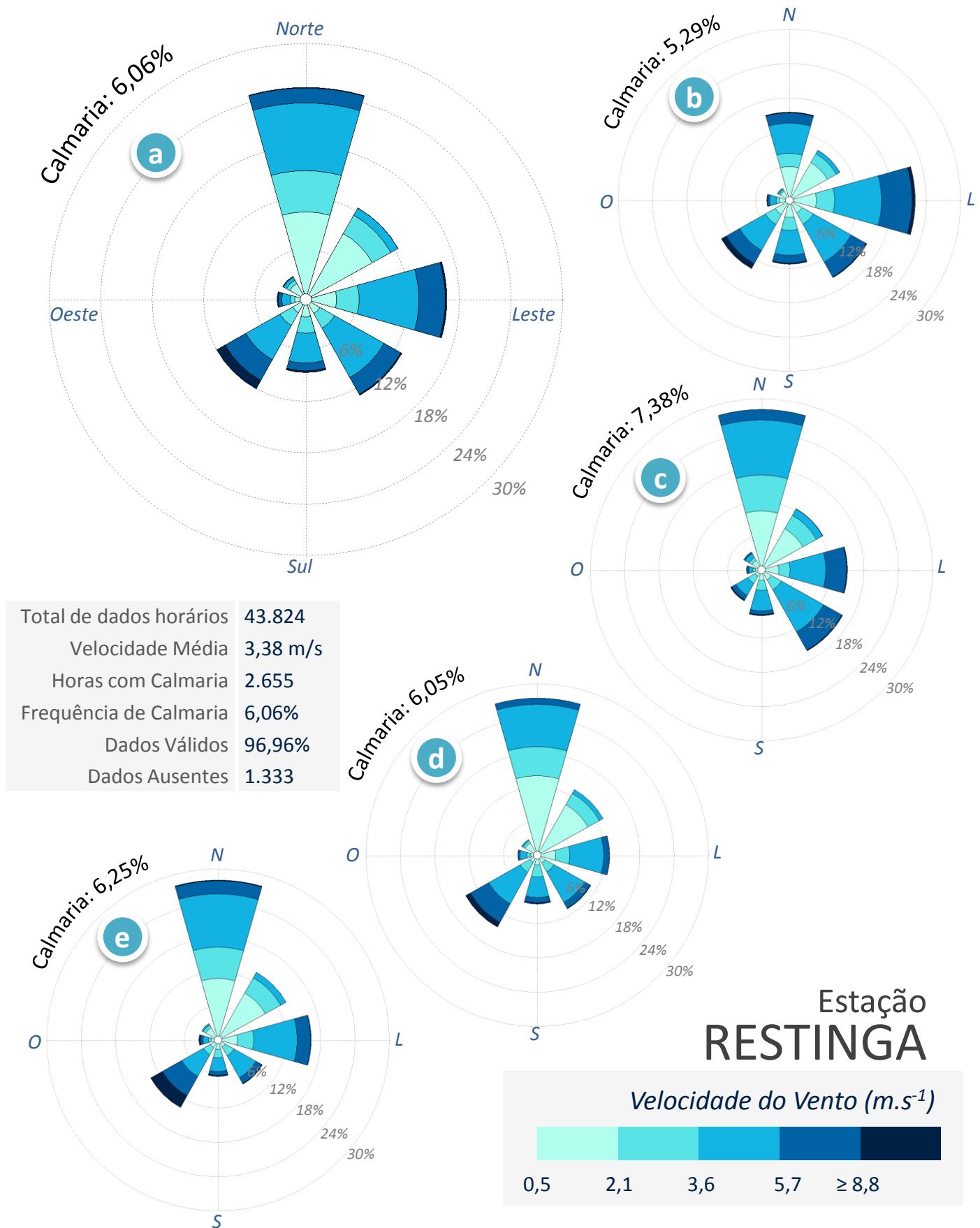


Figura A1.5 – Rosas dos ventos da Estação Restinga para os anos entre 2013 e 2017, para os períodos: (a) anual, (b) primavera, (c) verão, (d) outono e (e) inverno.

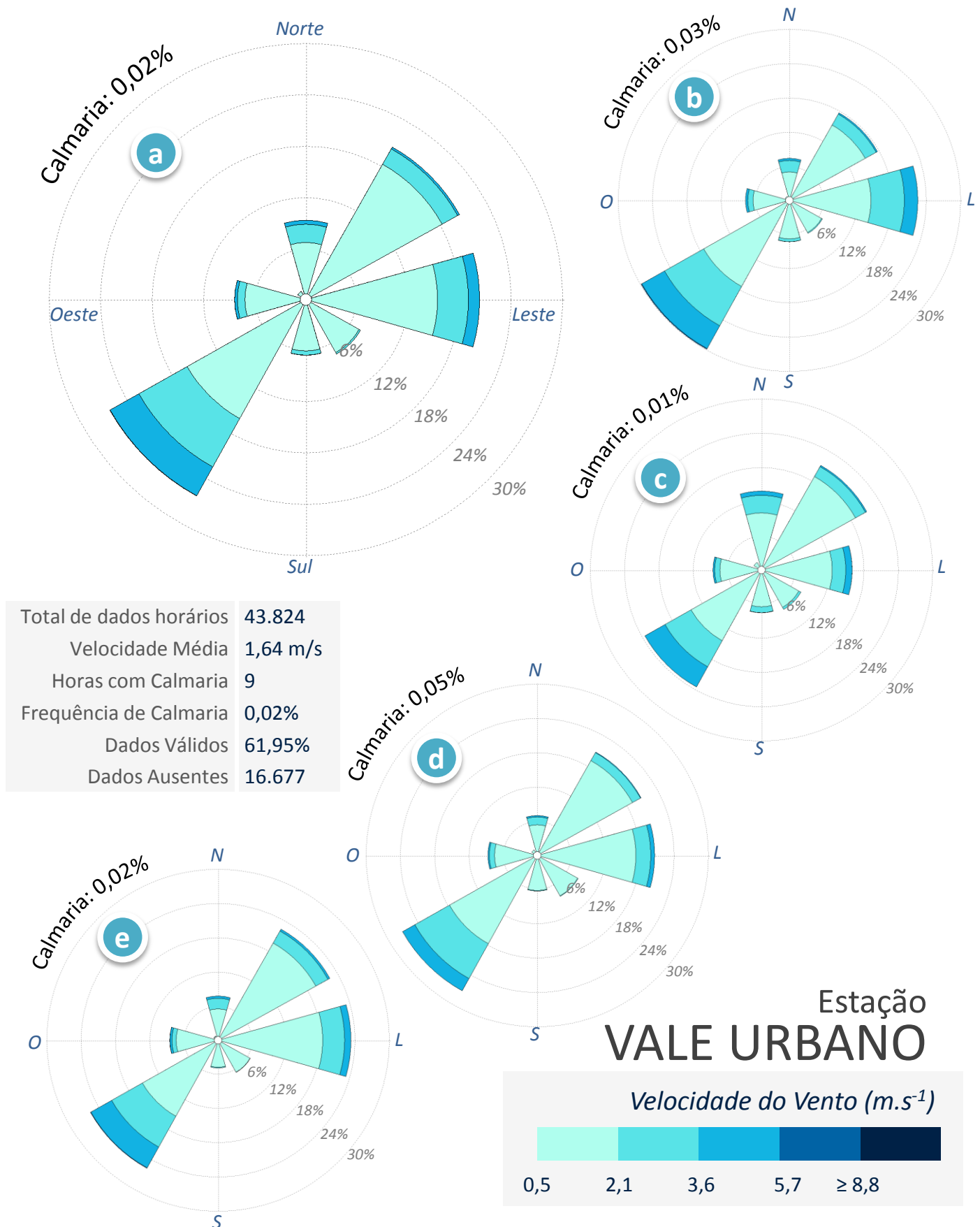


Figura A1.6 – Rosas dos ventos da Estação Vale Urbano para os anos entre 2013 e 2017, para os períodos: (a) anual, (b) primavera, (c) verão, (d) outono e (e) inverno.

## Anexo II – Trabalhos publicados em periódicos.

Nesta seção são apresentados os trabalhos publicados em revistas científicas e anais de congressos utilizando os resultados obtidos no desenvolvimento do presente estudo. Os trabalhos são listados em ordem cronológica e apresentados em formato de citação:

ARAGÃO, L.F.S., ALBANI, R.A.S., SOARES DA SILVA, M., PIMENTEL, L.C.G., DUDA, F.P.: 2014. “Caracterização dos perfis de vento e temperatura na CLA da Bacia Aérea I da RMRJ”. *Anais do XVIII Congresso Brasileiro de Meteorologia: O papel da meteorologia na construção de uma sociedade sustentável. 03-06 de novembro de 2014, Recife/PE.* ([Versão Online](#))

ARAGÃO, L.F.S., DI SABATINO, S., PIMENTEL, L.C.G., DUDA, F.P.: 2016. “Analysis of the Internal Boundary Layer formation on tropical coastal regions using SODAR data in Santa Cruz region of MRRJ”. *Proceedings of 17th International Conference on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes (HARMO)*, v. 17, n. 4, p. 294-298. ([Versão Online](#))

ARAGÃO, L.F.S., DI SABATINO, S., PIMENTEL, L.C.G., DUDA, F.P.: 2017. Analysis of the internal boundary layer formation on tropical coastal regions using SODAR data in Rio de Janeiro (Brazil). *International Journal of Environment and Pollution (IJEP)*, v. 62, n. 2-4, p. 136-154. <https://doi.org/10.1504/IJEP.2017.089403>

# Caracterização dos perfis de vento e temperatura na CLA da Baía Aérea I da RMRJ

Maurício SOARES DA SILVA<sup>1</sup>, Roseane Alves de Souza ALBANI<sup>1</sup>, Leonardo ARAGÃO Ferreira da Silva<sup>1</sup>,  
Luiz Claudio Gomes PIMENTEL<sup>2</sup>, Fernando Pereira DUDA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Programa de Engenharia Mecânica, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro - Rio de Janeiro/RJ,

<sup>2</sup>Departamento de Meteorologia, IGEO, Universidade Federal do Rio de Janeiro - Rio de Janeiro/RJ.

soares@lamma.ufrj.br

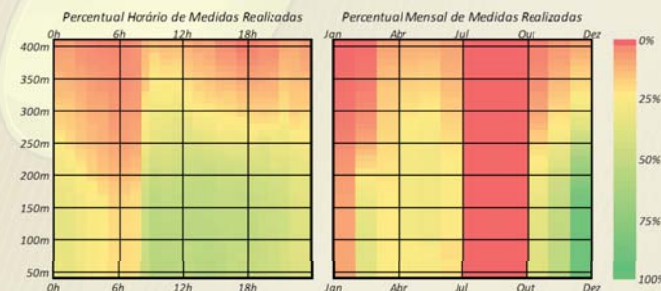
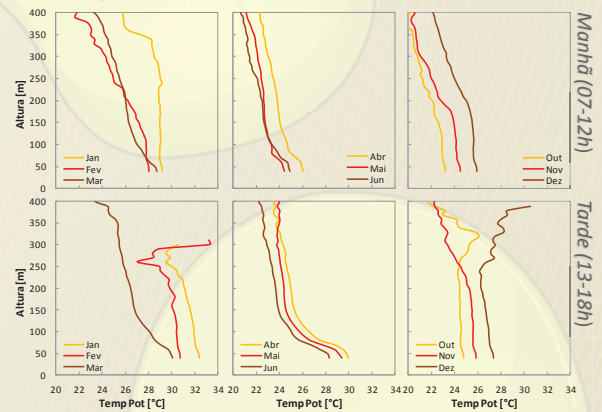
## Resumo

Durante a última década a Baía Aérea I da Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) registrou um importante crescimento em suas atividades industriais, principalmente após a instalação de uma nova siderúrgica. Mesmo ainda não operando em sua totalidade, a presença deste complexo industrial na Baía Aérea I da RMRJ já mostra uma degradação da qualidade do ar. Preocupados com esta degradação a siderúrgica e o órgão ambiental do estado (INEA) têm realizado um constante monitoramento meteorológico e da qualidade ar em diversos pontos da região que, inclusive, teve recentemente instalado um perfilador atmosférico de sensoriamento remoto SODAR (SONic Detection And Ranging) com extensão windRASS. Como até o momento existiam apenas informações meteorológicas em superfície, o monitoramento neste nível de detalhamento faz-se importante para o conhecimento da atmosfera local e suas futuras aplicações na modelagem da qualidade do ar, dado que a região apresenta grande complexidade topográfica e de uso e cobertura do solo. Assim, o presente trabalho tem como objetivo estudar os perfis verticais de vento e temperatura na camada limite atmosférica local desta região, a fim de caracterizar o regime de brisa e seu impacto na circulação. Para isso foram utilizados dados do SODAR no período entre outubro de 2013 e junho de 2014 (aproximadamente 10 meses) em análises de perfis médios horários de vento e temperatura do ar em cada mês do estudo.

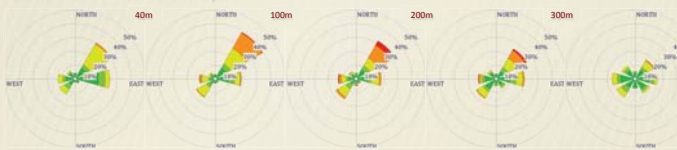
**Palavras-Chave:** perfil vertical de vento, perfil vertical de temperatura, RMRJ.



## Perfil de Temperatura do Ar



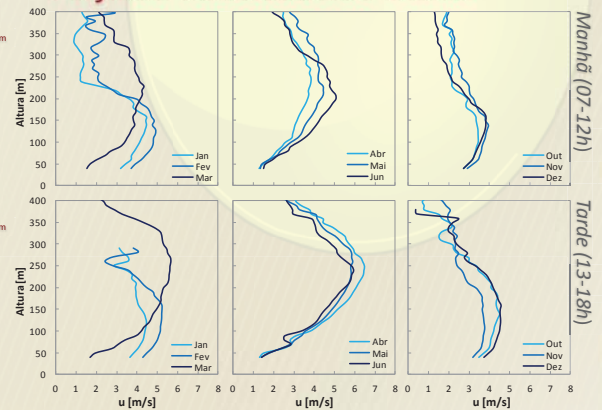
## Período da Manhã (07-12h)



## Período da Tarde (13-18h)



## Perfil de Velocidade do Vento



**Agradecimentos:** Os autores gostariam de agradecer à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) que primam pelo desenvolvimento de pesquisas de alto nível, fornecendo o auxílio necessário. Ao programa de Engenharia Mecânica pela viabilização da participação no evento.



**17th International Conference on  
Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes  
9-12 May 2016, Budapest, Hungary**

---

**ANALYSIS OF THE INTERNAL BOUNDARY LAYER FORMATION ON TROPICAL  
COASTAL REGIONS USING SODAR DATA IN SANTA CRUZ REGION OF MRRJ**

*Leonardo Aragão Ferreira da Silva<sup>1,2</sup>, Silvana Di Sabatino<sup>2</sup>, Luiz Claudio Gomes Pimentel<sup>3</sup> and  
Fernando Pereira Duda<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Department of Mechanical Engineering, Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ),  
Rio de Janeiro, Brazil.

<sup>2</sup>Department of Physics and Astronomy, University of Bologna (UniBO), Bologna, Italy.

<sup>3</sup>Department of Meteorology, Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, Brazil.

**Abstract:** This paper investigates local circulation features in the industrialized coastal region of Santa Cruz given the close relevance to recent air quality problems. The topographic characteristics and the variety of micro and mesoscale phenomena acting over the area suggest the formation of Internal Boundary Layers (IBLs) during cold front and bay breeze flows, whose parameterization is often employed in air quality modeling. Preliminary results using data from acoustic atmospheric profilers shows a frequent occurrence of the IBL formation during bay breeze periods, coinciding with flow direction upstream of the major industries and having an impact on the most populated area of this region. Vertical profiles of main meteorological variables are evaluated together with surface weather station and satellite data to derive a detailed physics-based description of the various stages of bay breeze in terms of the main forces, duration and atmospheric stabilities. It is found that the development phase exhibits the largest bay/land differences and, consequently, it is the strongest condition to observe the IBL formation.

**Key words:** *Sea Breeze, Acoustic Soundings, Vertical Profiles, Internal Boundary Layer*

## **INTRODUCTION**

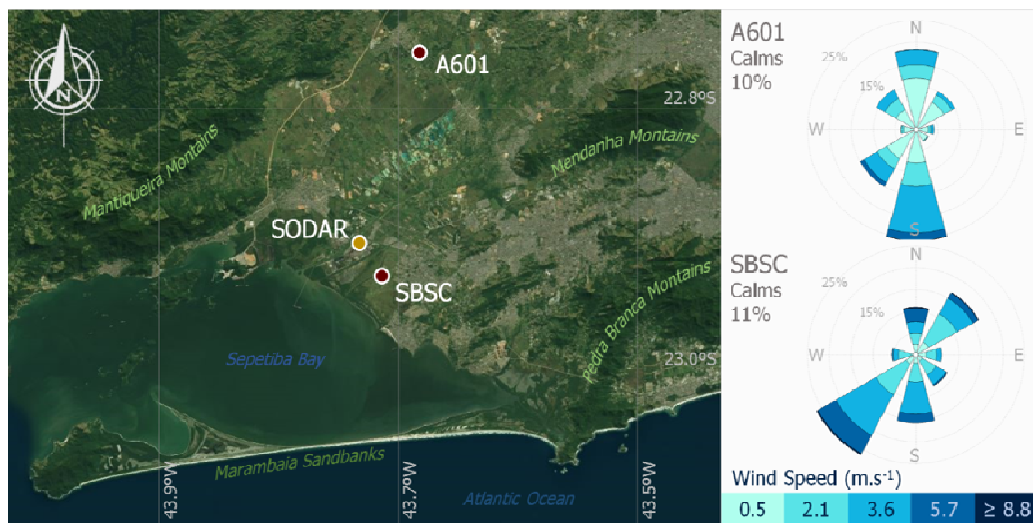
According to Garratt (1990), the internal boundary layer (IBL) formation is associated with air mass horizontal advection over any discontinuity of surface property. Several studies interpret this surface forcing as an abrupt change of surface roughness, temperature, humidity, or surface fluxes of heat or humidity. The mechanical forcing that produces IBL derives from a shear stress change found on coastlines due of an abrupt change in roughness. Usually, the IBL height exhibits a 1 to 10 growth rate relative to the distance that the flow covers over the roughness surface (Elliott, 1958), and this height is usually dominated by the thermal forcing at surface (Raynor et al., 1979).

Propitious conditions for IBL formation are always available during sea-breeze fronts, where a simple land-water temperature difference induces a flow crossing a coastline, generated by thermal forces ranging from mesoscale to micro-scale (Leo et al., 2015). Therefore, to identify the main physical mechanisms acting over each stage of sea breeze (Cuxart et al., 2014) becomes the key to recognize IBL formation process. The main target in this work is to understand how bay breeze acts over tropical regions where the land-bay temperature gradient is not as large as expected, and to describe the effect on IBL evolution.

## **METHOD AND MATERIALS**

### **Site Characteristics**

The region of Santa Cruz is part of the Metropolitan area of Rio de Janeiro city where rural characteristics can be found inside the second largest metropolitan area of Brazil with a population around 12 million. Situated over a flat lowland, this region is surrounded by several mountains with a complex topography and a coastal area delimited by the Sepetiba Bay (Figure 1).



**Figure 1.** Satellite image of the study area highlighting the main regional topography, water bodies, and meteorological monitoring stations, and wind roses for the coastal (SBSC) and the inland (A601) surface weather stations pointing the presence of the land/bay breeze over the region of interest.

At synoptic scale, the region of interest is usually influenced by the South Atlantic Subtropical Anticyclone (SASA) and low frontal pressure systems (cold fronts), besides breeze systems on meso and local scales (sea/bay–land and valley–mountain) (Paiva, et al., 2014). The latter becomes specifically relevant considering the features of the surrounding region that is characterized by nonhomogeneous land-use and land-cover, and has the borders delimited by water bodies such as the Sepetiba Bay, and the Atlantic Ocean (Zeri, et al., 2011). On the other hand, the SASA is a semi-permanent high-pressure system (counterclockwise in South Hemisphere) with vertical subsidence winds that generates divergence at surface level and, consequently, favors calm weather and clear sky conditions over a influence area. In addition, SASA contributes to inhibit cloudiness and the advancement of frontal systems in the region of interest.

### Meteorological Data

As show on Figure 1, the present study uses data from two surface weather stations (SWS). The first one is located inside an airport area named Station Base of Santa Cruz (SBSC), controlled by the National Army and positioned at 3 km from the coastline (22.93°S and 43.72°W) with 3 m of ground elevation and hourly measurements of wind at 10 m and air temperature at 2m. The second station, A601 Seropédica, belongs to the National Institute of Meteorology (INMET) and it is located about 20 km from the coastline (22.76°S and 43.68°W) at 35 m height over a very gentle slope, with hourly measurements at the same levels of SBSC. Both stations follows the World Meteorological Organization (WMO) standard and integrate the main global atmospheric monitoring systems with station codes 83115 and 86878, respectively.

An acoustic sounding profiler SODAR (SOinic Detection And Ranging) equipped with a windRASS extension (Radio Acoustic Sounding System) was used to acquire measurements of the atmospheric column over the study region. The instrument installed at the end of 2013 attend to a local government request for air quality controlling purposes, once that an important global mineral industry was established acting as the main source of pollutant emissions in the region. The SODAR model MFAS WindRASS (Scintec) is located 5 km from the coastline (22.90°S and 43.73°W) at 4 m above sea level, and operates in a range from 40 m up to 800 m above the ground level with 10 m of vertical spatial resolution and time integration of 10 minutes.

In order to evaluate near surface temperature gradients between bay and land, a time-compositing approach for Sea Surface Temperature (SST) was built using satellite products from Aqua MODIS. This

compositing have been used to make a comparison with the land surface temperature (LST) and evaluate the diurnal cycle of the bay breeze as detailed below.

### **Period of Interest**

The selected period for the analyses includes 72 hours starting at 00:00 (LT) of December 26 and finishing at 00:00 (LT) of December 29, 2013, where three entire and consecutive cycles of bay/land breezes circulation were observed. During these three days, air temperature oscillates between 22 and 35°C, relative humidity between 43 and 94%, maximum wind velocities around 7 m.s<sup>-1</sup>, no precipitation, and clear sky condition with the exception of few scattered clouds at some hours. This period was selected within 92 days between October 1<sup>st</sup> and December 31, 2013 using as criteria the simultaneous availability of data on both surface weather stations and SODAR data for, at least, three consecutive days of bay/land breezes events.

### **Synoptic Condition**

The selected period occurs after a long period of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) governing the synoptic circulation over a major part of the South America between December 11 and 27, 2013. This event promoted an increase of precipitation outside of region of interest, but close enough to avoid the influence of other synoptic systems (as cold fronts, for example). Despite the SASA position was not relevant in this case, migratory high-pressure systems have influenced the region of interest during the selected period, favoring the local circulation and, consequently, the bay/land breeze evolution.

### **Land/Bay Breeze circulation**

The region of interest present a wind field pattern well defined blowing from northeast to southwest directions, strictly perpendicular aligned to the coastline (see SBSC wind rose at Figure 2). Generally, southwest winds are associated to the bay breeze beginning close to midday (10:00-12:00 LT) with maximum wind velocities around 10 m.s<sup>-1</sup>. On the other hand, the land breeze starts close to midnight (22:00-00:00 LT) with northeast winds and velocities up to 7 m/s. According to Pimentel et al (2014), in some occasions land breeze displays a north direction pointing out to a possible interaction with the mountain nocturnal circulation (katabatic winds). In other situations the bay breeze can be hidden by the northeast winds of SASA circulation depending of its positioning and intensity (Paiva, et al., 2014). However, it is important mention that during 92 days evaluated on the present study, 65 showed a land/bay breeze circulation (~70%), reinforcing the hypothesis of its relevance in the local circulation over the region.

## **RESULTS**

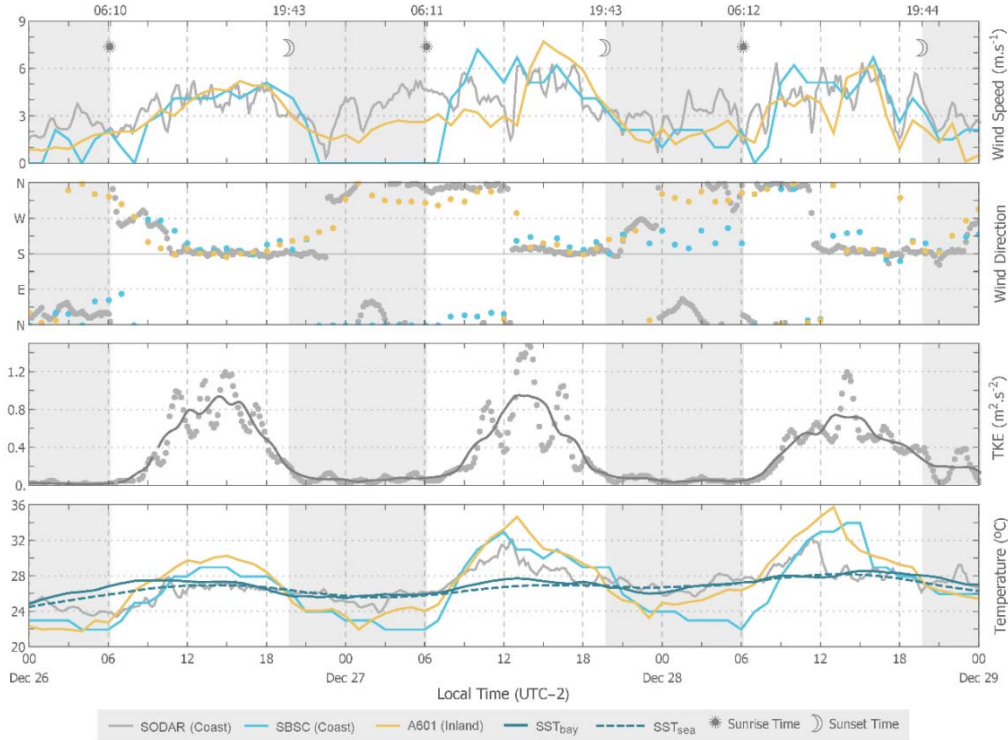
### **Bay Breeze Circulation**

In general terms, the time evolution of the bay breeze (Figure 2) follows a sequence of previous, preparatory, development, mature and decay phases, each one with specific patterns and duration ruled by a specific dynamics. The first phase of the bay breeze begins with sunrise, when LST is significantly colder than sea surface temperature (SST), lasting between 2 (tropics) and 4 hour (mid-latitudes) depending on solar radiation intensity. In our case, bay breeze began around 6:00LT and lasted until the previous nocturnal inversion layer break-up (between 7:30 and 8:00LT). It coincides with a land breeze intensity decreasing (NE winds) and finally suppressed by convection starting as result of land surface warming. At this point, the preparatory phase starts with LST-SST becoming positive, convective boundary layer beginning to build, and wind shifting on SW direction just near to the coastline (normal aligned). As observed of Figure1, this last condition shows a delay at Dec 27 and 28, indicating that land breeze intensity has not decreased enough to obtain a convective condition over the region.

Further, around 11:00LT the development phase starts which usually last for 3 hours. The critical period of bay breeze have the greatest temperature and pressure gradients, providing all conditions for the front breeze (wind  $\geq 3$  m s<sup>-1</sup>) as well as the maximum turbulence (indicated by TKE on Figure2) and maximum LST-SST difference. The maximum wind speed of the evaluated period always occurs during this phase, suggesting the appropriated time to observe the IBL building up (discussed later). Close to 14:00LT it is possible to observe the bay breeze arriving at the inland station (~1 hour delayed in relation to the coast station), with an increase of wind speed and a decrease of air temperature. This is the mature phase, when



the vertical circulation cell between bay and land is established with convergence winds inland. This configuration remains for 3 or 4 hours with wind speed, LST-SST difference and turbulence nearly constant, with only a slow temperature decrease. Finally, the last one called decay phase starts near to sunset (after 18:00LT) and makes the transition to the land breeze circulation. During this period, all the evaluated parameters decrease slowly until sunset, when wind speed reduces to calm winds and LST-SST difference become negative, providing the conditions for land breeze initiation.



**Figure 2.** Meteorological data for the region of interest between 26 and 29 December 2013. Wind speed, wind direction, and air temperature measurements recorded at 10 m by surface stations. SODAR measurements are presented only for the first level (40 m), except for TKE which integrates all column (smoothed data – solid line). SST data show averages of specific areas over the Sepetiba Bay and Atlantic Ocean.

### IBL Building

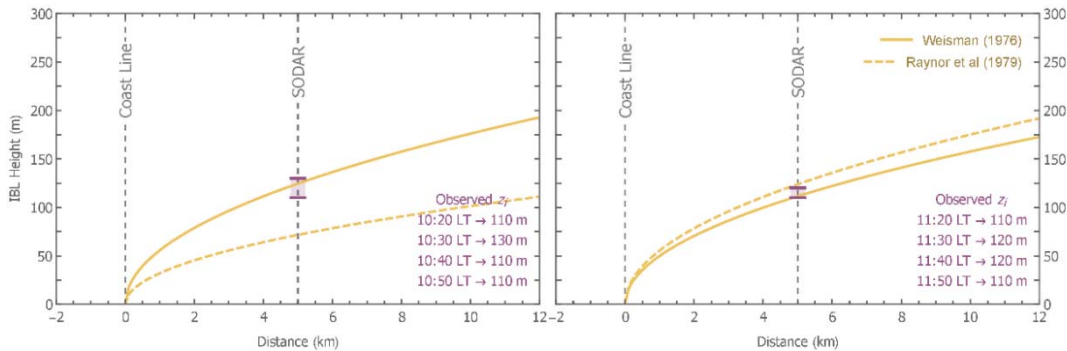
Despite SODAR limitation to observe the atmospheric boundary layer height under convective condition, acoustic soundings proved to be adequate to detect the inversion height  $z_i$  (m) since it occurs inside the measurement range, for example, during nocturnal boundary layer or IBL cases (Mellas, 1993). SODAR data for the study period had  $z_i$  observations only during nighttime (stable conditions), except on Dec 26 and Dec 28, when inversions were observed for few minutes on vertical temperature profiles with heights up to 130 m (Figure 3). Both episodes occur during the development phase of the bay breeze, when the wind speed, turbulence intensity, and LST-SST reaches their maximum values, providing all the minimal conditions for a IBL building up along the coastline.

Two simple analytical formulations were applied to estimate IBL heights  $h_i$  (m) when front breezes crosses the coastline: Weisman (1976) which uses the surface heat flux  $H_0$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) as the main term (Eq.1), and Raynor et al. (1979) which consider LST-SST  $\Delta T_{L-B}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) as principal on formulation (Eq.2).

$$h_w = \left( \frac{2 H_0 x}{\rho c_p |\gamma| U} \right)^{1/2} \quad (1)$$

$$h_r = \frac{u_*}{U} \left( \frac{x |\Delta T_{L-B}|}{|\gamma|} \right)^{1/2} \quad (2)$$

where  $x$  is crosswind distance from the coastline (m),  $\rho$  is air density ( $1.225 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  specific heat at constant pressure ( $1004.67 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-2}$ ),  $\gamma$  is the vertical gradient of temperature ( $^\circ\text{C m}^{-1}$ ),  $u_*$  is friction velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ) and  $U$  is mean wind ( $\text{m s}^{-1}$ ). The results presented in Figure 3 shows a good estimative for IBL height at 5 km (SODAR position) for both days using both models. The smaller  $\Delta T_{L-B}$  on Dec 26 (1) explains the underestimation of Eq.2. Considering the wind speed during these cases ( $3.1$  and  $5.1 \text{ m s}^{-1}$ , respectively) blowing for approximately 40 minutes, a possible IBL fetch for the region under this atmospheric conditions varies between 8 and 12 km from the coastline, impacting severely over the main emission areas suggesting a potential increase of pollutant concentration during these periods.



**Figure 3.** IBL height estimative at crosswind direction for 26 Dec 2013 at 10:00LT (left) and 28 Dec 2013 at 11:00LT (right) using Weisman (1976) and Raynor et al. (1979) formulations. Positioned 5 km from coastline, these measurements are the only one available during daytime (convective) on the study period, and both were recorded during the development phase of the bay breeze.

## CONCLUSIONS

A thorough analysis over three consecutive and entire cycles of bay-land breeze was presented with a focus on the evaluation for onset of IBL and its evolution in time. The results of our analyses shows that the development phase is the critical period of bay breeze due the highest differences between air mass properties over bay and land. Furthermore, available parameterizations for IBL height estimations were tested showing good results in comparison with SODAR measurements, even when considering different approaches on formulations.

## REFERENCES

- Cuxart, J, M. A. Jiménez, M. T. Prtenjak, and B. Grisogono, 2014: Study of a Sea-Breeze Case through Momentum, Temperature, and Turbulence Budgets. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **53**, 2589-2609.
- Elliott, W. P., 1958: The growth of the atmospheric internal boundary layer. *EOS Trans. Amer. Geoph. Union.* **39**, 1048-1054.
- Garratt, J. R., 1990: The internal boundary layer - a review. *Boundary-Layer Meteorol.*, **50**, 171-203.
- Leo, L. S, H. J. S. Fernando, S. Di Sabatino, 2015: Near-surface flow in complex terrain with coastal and urban influence. *Environ. Fluid. Mech.*, **2**, 349-372.
- Melas, D. 1993: Similarity methods to derive turbulence quantities and mixed-layer depth from SODAR measurements in the convective boundary layer: a review. *Applied Physics B*, **57**, 11-17.
- Paiva, L.M.S, G.C.R. Bodstein and L.C.G. Pimentel, 2014: Influence of high-resolution surface databases on the modeling of local atmospheric circulation systems. *Geosci. Model Dev.*, **7**, 1641-1659.
- Pimentel, L.C.G, E. Marton, M. Soares da Silva, and P. Jourdan, 2014: Caracterização do regime de vento em superfície na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. *Eng. Sanit. Ambient.*, **19**, 121-132.
- Raynor, G. S., Sethuraman, S. and Brown, R. M., 1979: Formation and characteristics of coastal internal boundary layers during onshore flows. *Boundary-Layer Meteorol.*, **16**, 487-514.
- Weisman, B. 1976: On the criteria for the occurrence of fumigation inland from a large lake - A Reply. *Atmos. Environ.*, **10**, 172-173.
- Zeri, M., Oliveira-Júnior, J. F. and Lyra, G. B., 2011: Spatiotemporal analysis of particulate matter, sulfur dioxide and carbon monoxide concentrations over the city of Rio de Janeiro, Brazil. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **113**, 139-152.

---

## **Analysis of the internal boundary layer formation on tropical coastal regions using SODAR data in Rio de Janeiro (Brazil)**

---

**Leonardo Aragão Ferreira da Silva\***

Department of Mechanical Engineering,  
Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ),  
Centro de Tecnologia, bloco G/202, 21945-970,  
P.O. Box 68-503, Rio de Janeiro, Brazil  
Fax: +55(21)3938-8383  
Email: aragao@lamma.ufrj.br

and

Department of Physics and Astronomy,  
University of Bologna (UniBO),  
Viale Bertini Pichat 6/2, 40127, Bologna, Italy

\*Corresponding author

**Silvana Di Sabatino**

Department of Physics and Astronomy,  
University of Bologna (UniBO),  
Viale Bertini Pichat 6/2, 40127, Bologna, Italy  
Email: silvana.disabatino@unibo.it

**Luiz Claudio Gomes Pimentel**

Department of Meteorology,  
Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ),  
Rua Athos da Silveira Ramos, 274, Bloco G1,  
21941-916, Rio de Janeiro, Brazil  
Email: pimentel65@gmail.com

**Fernando Pereira Duda**

Department of Mechanical Engineering,  
Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ),  
Centro de Tecnologia, bloco G/202, 21945-970,  
P.O. Box 68-503, Rio de Janeiro, Brazil  
Fax: +55(21)3938-8383  
Email: duda@mecanica.coppe.ufrj.br

**Abstract:** This paper investigates local circulation features in the industrialised coastal region of Santa Cruz, Rio de Janeiro, Brazil. A better understanding of local circulation affects directly the choice of suitable dispersion models and/or development of new ones to plan mitigation strategies to reduce air pollution in

the area. The topographic characteristics and the variety of atmospheric phenomena acting over the area suggest the formation of internal boundary layers (IBLs) during cold front and bay breeze flows with direction upstream of the major industries. Vertical profiles of main meteorological variables are evaluated together with surface weather stations and satellite data to derive a detailed physics-based description of the various stages of bay breeze in terms of the main forces, duration, and atmospheric stabilities. It is found that the development phase of the sea breeze coincides with the largest bay/land differences and, consequently, it is the most pronounced condition to observe the IBL formation.

**Keywords:** sea breeze; acoustic soundings; sonic detection and ranging; SODAR; vertical profiles; internal boundary layer; IBL; tropical meteorology.

**Reference** to this paper should be made as follows: Aragão, L.F.S., Di Sabatino, S., Pimentel, L.C.G. and Duda, F.P. (2017) 'Analysis of the internal boundary layer formation on tropical coastal regions using SODAR data in Rio de Janeiro (Brazil)', *Int. J. Environment and Pollution*, Vol. 62, Nos. 2/3/4, pp.136–154.

**Biographical notes:** Leonardo Aragão Ferreira da Silva is a PhD student at the Department of Mechanical Engineering at Federal University of Rio de Janeiro, and his research have the main focus on atmospheric boundary layer processes and its relations with air quality problems. In the same university, he obtained his Bachelor's in Meteorology and Master's in Mechanical Engineering. Currently, he is an exchange PhD student in the University of Bologna with Silvana Di Sabatino.

Silvana Di Sabatino is an Associate Professor at the University of Bologna since September 2014 with research concerning the field of atmospheric physics. In particular, her research interests are directed to understanding the planetary boundary layer and the urban environment diffusion processes. She currently focuses her research on the urban heat island, urban ventilation ('breathability'), and its interactions with mesoscale processes. Her recent interest is the study of the relationship between air quality and climate variability.

Luiz Claudio Gomes Pimentel is an Associate Professor at the Department of Meteorology of Federal University of Rio de Janeiro. He has a Bachelor's in Chemical Engineering, and Master and PhD in Mechanical Engineering. His research focusing on mechanic of fluids, acting on the following subjects: atmospheric pollution, atmospheric modelling, turbulence and integral transform methods.

Fernando Pereira Duda is an Associate Professor at the Department of Mechanical Engineering of Federal University of Rio de Janeiro. His research interest lies in the field of continuum thermodynamics covering the subject as a whole, with emphasis on aspects related to its application as a framework for the description of multiscale and multiphysics phenomena.

This paper is a revised and expanded version of a paper entitled 'Analysis of the internal boundary layer formation on tropical coastal regions using SODAR data in Santa Cruz region of MRRJ' presented at the 17th International conference on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes, Budapest, Hungary, 9–12 May 2016.

---

## 1 Introduction

The broad motivation for this study is the understanding of local circulation features in the area of Santa Cruz, Rio de Janeiro, Brazil, and their linkages with local air quality. Traditionally, the problem of local circulation for air quality applications in coastal areas has been tackled in terms of the parameterisation of the internal boundary layer (IBL), which according to Garratt (1990) is associated with air mass horizontal advection over any discontinuity of surface property. Several studies interpret this surface forcing as an abrupt change of surface roughness, temperature, humidity, or surface fluxes of heat or humidity that produces a shear stress change. Usually, the IBL height exhibits a 1 to 10 growth rate relative to the distance that the flow covers over the roughness surface (Elliott, 1958), and this height is usually dominated by the thermal forcing at surface (Raynor et al., 1979). When the IBL occurs under convective conditions onshore, the air mass advected from sea (stable) may not mix immediately with the air mass over land (unstable). The interaction between these air masses results in discontinuities on vertical profiles of wind speed and temperature that, consequently, affect turbulence generation and vertical transport of heat from surface to upper air, persisting until the equilibrium between them is reached (Stunder and Sethuraman, 1985). Basic understanding of IBL formation is though not sufficient to extract detailed information about local circulation. The role of the sea breeze in this picture needs to be noticed and evaluated.

Several techniques of remote sensing have been employed to derive a better description about meso and micro scale phenomena. Between them, acoustic sounding sensors appear as a simple, economic, and efficient method to perform semi-quantitative measurements of the lower atmosphere (Brown and Hall, 1978). Furthermore, in absence of direct measurements, acoustic soundings can also provide surface fluxes and other turbulence parameters even under cloudy conditions and situations of sea/land breezes (Giannini et al., 1997). According to Melas (1993), the well-known disadvantage of acoustic sounding is associated to limitations on the maximum achievable level of measurements (usually a few hundred metres), often below typical heights of diurnal atmospheric boundary layers (ABLs) preventing estimation of important surface parameters, which show ABL height dependence. On the other hand, the thermal structure of ABL obtained in these instruments usually provides inversion heights with an accuracy about  $\pm 10\%$ , once it is inside the measurement range (Schwiesow, 1986).

Propitious conditions for IBL formation are always available during sea-breeze fronts, where a simple land-water temperature difference induces a flow crossing the coastline and occurring from mesoscale to micro-scale (Leo et al., 2015). Therefore, to identify the main physical mechanism acting at each stage of sea breeze becomes the key point to recognise IBL formation (Cuxart et al., 2014). Under typical conditions, the wind direction and the wind speed associated with the sea breeze are dependent on the cross-shore temperature gradient, the rotation of the sea breeze circulation due to the Coriolis force, the net along-shore wind component, and the synoptic-scale pressure gradient force (Miller et al., 2003). However, as commented by Oliphant et al. (2001), when a sea breeze circulation occurs in a tropical region, the Coriolis force and the synoptic winds become much less important, while the local stability and friction

represented on surface properties tend to guide a strong and well-defined wind circulation. Another prominent feature of tropical regions is the existence of vast areas of water with relatively homogenous temperatures higher than 28°C (also named as ‘warm pools’) which create favourable conditions for vigorous convection over land during and after the sea breeze period (Carbone et al., 2000; Jaswal et al., 2012).

The understanding of atmospheric flows under specific regions and conditions has been one of the biggest challenges of mesoscale modelling in last decades, including the identification of the IBL during the breeze regime in coastal regions. Several studies using different models report on validation of various formulations and methodologies (see Mengelkamp, 1991; Gryning and Batchvarova, 1996; Batchvarova et al., 1999; Mayor et al., 2002). Nevertheless, studies specific to Rio de Janeiro city are relatively few (see Paiva et al., 2014; Pimentel et al., 2014), which in their turn address the metropolitan region as a whole. In particular, these studies do not describe the Santa Cruz area in details, even though they identified problems to represent the sea/land breeze mechanisms over this coastline. Thus, the main target of this work is to understand how to identify the stages of the bay breeze in a tropical region as Santa Cruz, in Rio de Janeiro city, where the land-bay temperature gradient is not large in comparison to typical land-ocean temperature gradients at similar latitudes, and to describe the IBL evolution and possible implications on local sea/land breeze circulation.

## **2 Method and materials**

### *2.1 Site characteristics*

Santa Cruz is located in the west zone of the Metropolitan Region of Rio de Janeiro city (Brazil), the second largest metropolitan area of Brazil with a population around 12 million. In spite of belonging to an urban area, Santa Cruz still has several rural features. Situated over a flat lowland and surrounded by several mountains with heights above 1,000 metres, this region is characterised by complex topography and a coastal area delimited by the Sepetiba bay (Figure 1).

At synoptic scale, the region of interest is usually influenced by the South Atlantic Subtropical Anticyclone (SASA) and low frontal pressure systems (cold fronts), as well as by breeze systems acting at meso and local scales (sea/bay-land and valley-mountain) (Paiva et al., 2014). The local scale becomes specifically relevant considering the features of the surrounding region characterised by non-homogeneous land-use, and borders delimited by water bodies such as the Sepetiba bay and the Atlantic Ocean (Zeri et al., 2011). On the other hand, the SASA is a semi-permanent high-pressure system (counterclockwise in South Hemisphere) with vertical subsidence winds that generate divergence at surface level and, consequently, favours calm wind and clear sky conditions over the area (Richter et al., 2008). In addition, SASA also contributes to inhibit cloudiness and the advancement of frontal systems in the region under study (Lucena et al., 2012).

**Figure 1** Topography of the Santa Cruz area in Rio de Janeiro and the location of the surface weather stations (see online version for colours)



Notes: A continuous mountain range starting from Serra da Mantiqueira to Serra dos Órgãos surrounds the region with heights above 1,000 m. The urban area shows three relevant massifs (Tijuca, Pedra Branca and Gericinó) and a coastline with the Atlantic Ocean, Guanabara Bay and Sepetiba bay, where the last one presents the particular and narrow delimitation of Marambaia sandbank.

## 2.2 Meteorological data

As shown in Figure 1, the present study analysed data from three surface weather stations (SWS). The first one is located inside an airport area named Station Base of Santa Cruz (SBSC) controlled by the National Army. This coastal station (22.93°S and 43.72°W) provides hourly measurements of wind at 10 m and air temperature at 2 m. The inland station, A601 Seropédica, belongs to the National Institute of Meteorology (INMET) and it is located over a very gentle slope about 20 km from the coastline (22.76°S and 43.68°W) at 34 m above sea level, with hourly measurements at the same levels of SBSC. The SWS A602 Marambaia positioned over the sandbank (23.05°S and 43.60°W), which separates the Sepetiba bay and the Atlantic Ocean belongs to INMET and provides the same data. Both stations follow the World Meteorological Organization (WMO) standard and integrate the main global atmospheric monitoring systems with station codes 83115, 86878 and 86914, respectively.

To further investigate wind velocity and temperature vertical profile, an acoustic sounding profiler sonic detection and ranging (SODAR) equipped with a WindRASS extension (radio acoustic sounding system) was used. SODAR/RASS was installed at the end of 2013 for air quality assessment purposes once an important global mineral industry was identified as the main source of pollutant emissions in the region. The SODAR model MFAS WindRASS (Scintec) is positioned at 5 km from the coastline (22.90°S and 43.73°W) at 4 m above sea level, and operates from 40 m up to 800 m above the ground level with 10 m of vertical spatial resolution and time integration of 10 minutes. Among all available variables recorded by SODAR/RASS, the present study

uses wind components ( $u$ ,  $v$ , and  $w$ ) with respective standard deviations ( $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$ , and  $\sigma_w$ ), temperature ( $T$ ), and potential temperature ( $\theta$ ) for each level. In addition, other variables such as friction velocity ( $u_*$ ), inversion height ( $z_i$ ), and surface heat flux ( $H_0$ ) were also used. Following recommendations of Melas (1993) in face of the SODAR/RASS difficulties to realise continuous measurements of  $H_0$ , an alternative formulation was also employed as

$$H(z) = 1.9^{-3} \rho c_p (g / \theta)^{-1} \sigma_w^3 / \kappa z \quad (1)$$

where  $\rho$  is air density ( $1.225 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  is specific heat at constant pressure ( $1,004.67 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1}$ ),  $g$  is the acceleration of gravity and  $\kappa$  is von Karman constant (0.4). Applying the minimum least squares method,  $H_0$  can be derived using SODAR/RASS measurements of  $\sigma_w$  at different levels. The attainment of continuous series of  $h_0$  is particularly useful for a wide range of local scale relations based on Monin-Obukhov similarity theory (MOST), which can be used to derive additional variables to be used in air quality modelling.

To evaluate near surface temperature gradients between bay and land, a time-compositing approach for sea surface temperature (SST) was built using satellite products from moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS). This approach has been employed to evaluate the diurnal cycle of the bay breeze through comparisons with the land surface temperature (LST). As SST has a direct influence on mesoscale features such as breeze circulation and stratocumulus development, it is an important surface boundary condition for atmospheric modelling (Young and Sikora, 2003). SST is a relatively slow changing parameter since it does not change significantly from day to day. However, the diurnal variability of SST is significant, and compositing methods must consider this variation (Haines et al., 2007).

As a polar orbit satellite, results from Aqua MODIS provide observations at a similar time each day, but only one or two day/night passes per region for each satellite. Fortunately, MODIS measurements for the metropolitan region of Rio de Janeiro occur between 16 and 18 UTC for diurnal swaths, and between 04 and 06 UTC for nocturnal swaths, encompassing periods of maximum and minimum LST, respectively. Thus, the time-composition was built applying a polynomial interpolation between swaths to obtain an hourly SST for the entire study period. Pixels with cloud flags were replaced by spatial interpolation between surrounding pixels, and a SST spatial average over rectangular area were defined to represent the temperature reference over Sepetiba bay used for analyses ( $44^\circ \leftrightarrow 43.5^\circ \text{W}$  and  $23^\circ \leftrightarrow 22.9^\circ \text{S}$ ).

### 2.3 Period of interest

The selected period for the analyses includes 72 hours starting at 00:00 (LT) of December 26 and finishing at 00:00 (LT) of December 29, 2013, where three entire and consecutive cycles of bay/land breezes circulation were observed. During these days, air temperature oscillated between 22 and 35°C, relative humidity between 43% and 94%, maximum wind velocities around  $7 \text{ m.s}^{-1}$ , no precipitation, and clear sky conditions with the exception of few scattered clouds at some hours. This period was selected within 92 days between October 1st and December 31, 2013, using a criterion of simultaneous availability of data on both SWS and SODAR/RASS data during, at least, three consecutive days of bay/land breezes events. As mentioned above, different from other



experimental campaigns, the entire data used in the present study was obtained from regular meteorological monitoring stations, with low time resolution, few sites and limited number of variables to evaluate. As a regular station, these data series also provide a climatological reference-period, which may be used to understand and make an overview about the local circulation on a robust basis.

#### *2.4 Synoptic conditions*

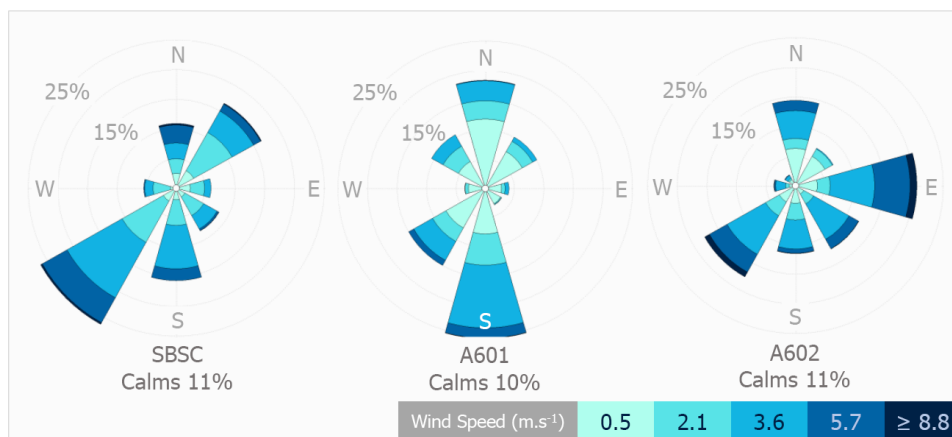
The selected period occurs after a long period of the South Atlantic convergence zone (SACZ) acting, which governed the synoptic circulation over a major part of the South America between December 11 and 26, 2013. The SACZ is characterised by moisture and convergence transports from Amazonia (North of South America) to the South Atlantic subtropics over a stretch 4,000 km or more (Kodama, 1992; Vieira et al., 2013), and is associated with an increase of deep convection over most of tropical South America affecting many regions of Brazil with intense rainfall (Ferreira and Gan, 2011). The SACZ synoptic configuration occurs three to five times a year during austral summer and their duration varies from 4 and 15 days (Figueroa et al., 1995; Satyamurty et al., 1998). However, the mentioned SACZ event promoted an increase of precipitation outside the region under investigation, but it occurs close enough to avoid the influence of other synoptic systems (as cold fronts, for example). Despite the SASA position was not relevant in this case, migratory high-pressure systems have influenced the region of interest during the selected period, favouring the local circulation and, consequently, the bay/land breeze.

#### *2.5 Land/bay breeze circulation*

The region of interest shows a wind pattern well defined, blowing from north-northeast to south-southwest directions strictly perpendicular to the coastline (see SBSC wind rose at Figure 2). Generally, southwest winds are associated to bay breeze, which begins close to midday (10:00–12:00 LT) with maximum wind velocities around  $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . On the other hand, land breeze starts close to midnight (22:00–00:00 LT) with northeast winds and velocities up to 7 m/s. According to Pimentel et al. (2014), who evaluated more than seven years of wind data on Rio de Janeiro stations, in some occasions land breeze displays a north/northeast direction pointing out to a possible interaction with the mountain nocturnal circulation (katabatic winds). Specifically, it occurs when wind directions are aligned with the valley between Serra dos Órgãos and Gericinó massif (Figure 1) which reaches heights above 1,000 metres over a very abrupt slope. In other situations, the bay breeze can be hidden by the northeast winds of SASA circulation depending of its positioning and intensity (Paiva et al., 2014). However, it is important to mention that among the 92 days, 65 days showed a land/bay breeze circulation (around 70%), reinforcing the hypothesis of its relevance in the local circulation over the region.

Despite the SBSC and the A602 stations being positioned close to the Sepetiba bay coast (Figure 1), the wind field presents strongly different patterns (Figure 2). As showed by Paiva et al. (2014), the A602 presents a better correlation with other stations of Jacarepaguá coastline (eastside of A602 position), following the same wind and temperature diurnal cycles, with higher wind speeds and lower temperatures when compared with SBSC and A601. As commented by Miller et al. (2003), a coastline with complex terrain may produce several separate sea breeze systems along different areas even under synoptic-scale flow. These independent systems may not occur simultaneously, and they may not ultimately reach the same intensities. In this case, the vicinity to Pedra Branca massif also shows the importance and the influence of topography on A602 position, where a pronounced East component appears with high-speed winds showing its large difference with the other stations used in the present study. Thus, as A602 proved to be an outside part of the study interest, these data were discarded.

**Figure 2** Wind roses extracted from available SWS during the study period: SBSC, Seropédica (A601) e Marambaia (A602) (see online version for colours)



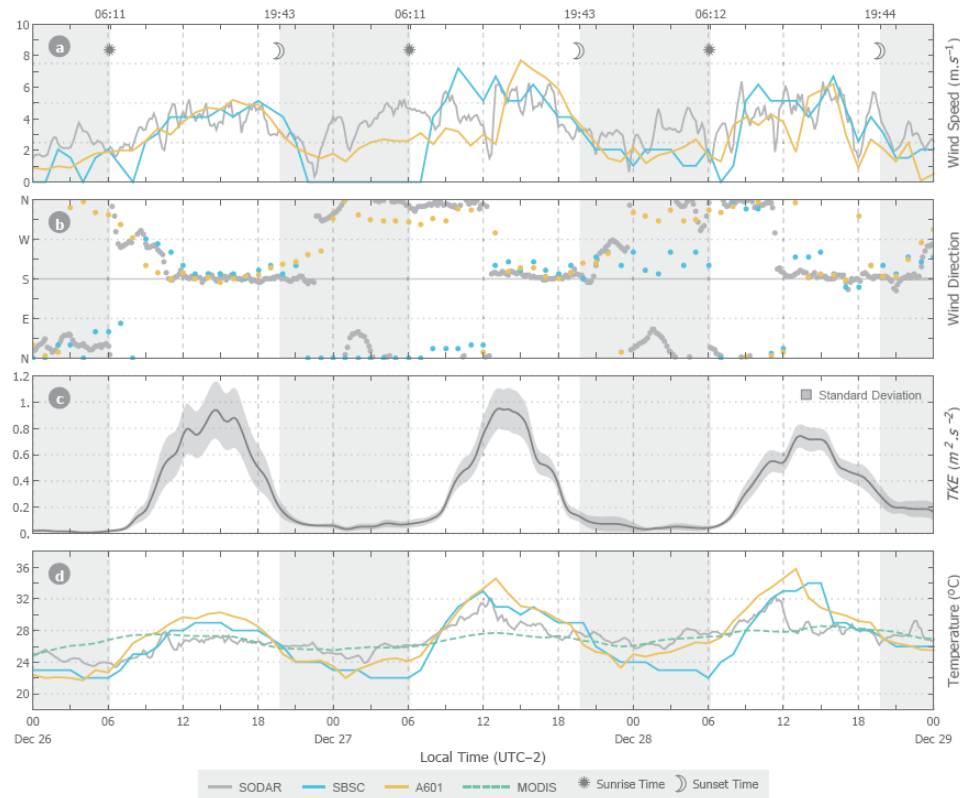
### 3 Results

#### 3.1 Bay breeze circulation

According to Cuxart et al. (2014), the time evolution of the bay breeze (Figure 3) follows a sequence of previous (PV), preparatory (PP), development (DV), mature (MT) and decay (DC) phases, each one with specific patterns and duration ruled by a specific dynamics. Despite the difficulties of recognising simultaneously the main characteristics

of each phase, the proposed scheme enables a better understanding of local circulation and provide a paradigm to compare several days of bay breeze under different conditions.

**Figure 3** Meteorological data for the region of interest from 26 to 29 December 2013, wind speed (a) and direction (b), and air temperature (d) measurements recorded at 10 m and 2 m by surface stations, respectively. SODAR measurements are presented only for the first level (40 m), except for TKE (c) which integrates all column (smoothed data – moving means of 2 hours) (see online version for colours)



Note: STT data (MODIS) show temperature averages of specific area over the Sepetiba bay.

The first phase (PV) begins after sunrise when LST is significantly colder than SST, lasting between 2 (tropics) and 4 hours (mid-latitudes) depending on solar radiation intensity. During the three days of the study case, bay breeze circulation begins after 6:00 LT and lasted until the break-up of previous nocturnal inversion layers, usually between 7:30 and 8:00 LT (based on observations of potential temperature profiles – not shown). Those periods coincide with an intensity decreasing of land breeze (N winds), which is suppressed by convection induced by land surface warming. Note that calm winds were observed only near the coastline [blue line on Figure 3(a)] at 08:00 LT on the first day and at 07:00 LT on the next days. At this point, the PP phase starts with LST-SST becoming positive, convective boundary layer beginning to build, and wind shifting to S/SW direction just close to the coastline (normal aligned). As shown in Figure 3(b), the last condition shows a delay on December 27 and 28, indicating that land breeze intensities did not decrease enough to provide appropriated conditions to bay

breeze arrive on coastline. Both days also presented a strong increase of wind speed exactly at the expected time (immediately after calm winds), but with land breeze directions. This behaviour shows the importance of understanding the down-valley winds from Serra dos Órgãos and Serra da Mantiqueira [also commented by Pimentel et al. (2014)] to predict correctly the wind shift moment, once that land breeze and katabatic winds may present the same directions.

Further, between 09:00 and 11:00 LT starts the most critical period of bay breeze, the development phase. This period is characterised by the greatest temperature and pressure gradients, providing all conditions for the front breeze occurrence [wind velocity  $\geq 3 \text{ m s}^{-1}$ ], as well as the maximum turbulence (indicated by TKE on Figure 3(c)) and maximum LST-SST difference. Maximum wind speeds always occur during DV phase, when wind blows directly from bay to land, suggesting the appropriated time to observe the IBL building up (discussed later). Close to 14:00 LT, it is possible to observe the bay breeze reaching the inland station ( $\sim 1$  hour delayed in relation to the coast station), with an increase of wind speed and decrease of air temperature [see Figures 3(a) and 3(d)]. In sequence, bay breeze begins to form the thermal circulation and, consequently, air mass exchanges between bay and land. This period is called mature phase, when the vertical circulation cell between bay and land is established with convergence winds inland. Moreover, its configuration remains for 3 or 4 hours with wind speed, LST-SST and TKE unchanged, resulting in a slow temperature decrease.

Near to sunset (after 18:00 LT), solar radiation vanishes, LST-SST downs close to zero, and the final phase (DC) starts making the transition to the land breeze circulation. During this period, all the evaluated parameters decrease slowly until sunset, when wind speed reduces to calm winds and LST-SST become negative, providing the conditions for land breeze initiation. A summary of this section can be found in Table 1, where it is possible to observe a good agreement between bay breeze stage intervals found in the present study and by Cuxart et al. (2014) to mid-latitudes.

### 3.2 Local scale analysis

By identifying the five stages of bay breeze, this section will focus mainly on the local scale variables. Thus, Figure 4 presents time-series of:

- a friction velocity
- b surface heat flux
- c vertical and horizontal temperature differences
- d inversion height during three days of the period of study.

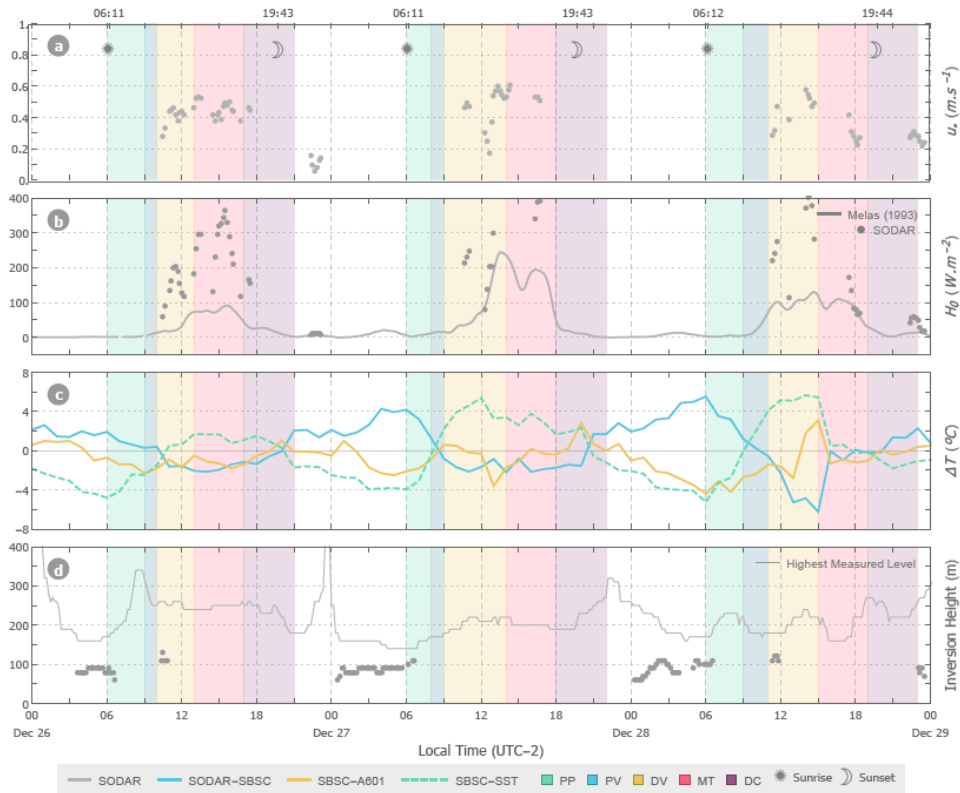
Note the bay breeze stages on background plots as described on Table 1.

Besides the tridimensional wind field, SODAR/RASS also provides with good accuracy standard deviations for each wind components, which are used to estimate other CLA parameters as  $u_*$  [Figure 4(a)] and TKE [Figure 3(c)] (Shurygin et al., 2000). In this study, the friction velocity was recorded sporadically during the convective periods with maximum values around 0.6 m/s. Specifically, it happened during front breezes and transitions between development and mature phases. The number of observations is relatively small, but it is important to show the magnitude of this quantity in agreement with other studies (Cuxart et al., 2014; Leo et al., 2015).

**Table 1** Occurrence of each sea/bay breeze stages and characteristics for three consecutive days between 26 and 28 December 2013

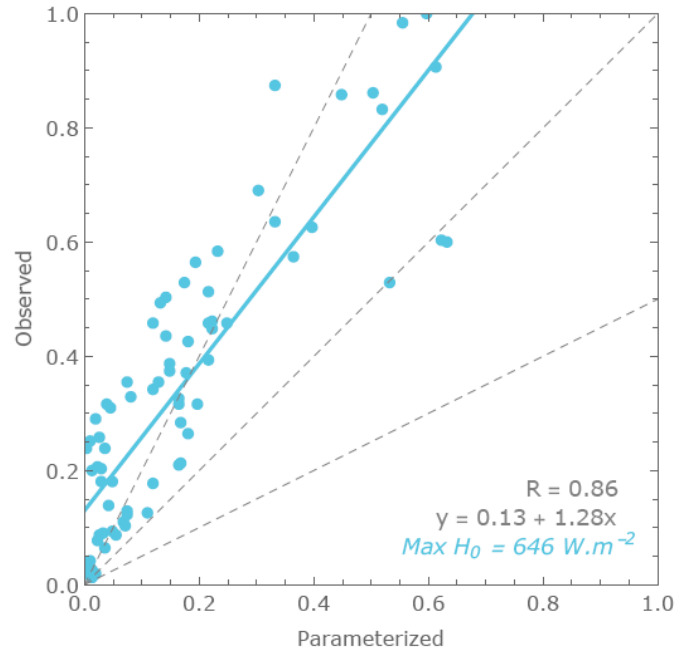
Phase	Patterns	Intervals (local time)			
		December 26	December 27	December 28	Cuxart et al. (2014)
Previous	(a) LST < SST	06:00–09:00 3 hours	06:00–08:00 2 hours	06:00–09:00 3 hours	04:30–07:30 3 hours
	(b) Initial warming inland	(a, b, c)	(a, b, c)	(a, b, c)	
	(c) Calm winds on coast				
Preparatory	(d) LST > SST	09:00–10:00 1 hour	08:00–09:00 1 hour	09:00–11:00 2 hours	07:30–09:00 1.5 hours
	(e) CBL building (inversion breaks)	(e, f)	(d, e)	(d, e)	
	(f) Wind shift on coast				
Development	(g) LST » SST	10:00–13:00 3 hours	09:00–14:00 5 hours	11:00–15:00 4 hours	09:00–12:00 3 hours
	(h) Wind shift in land	(g, h, i)	(f, g, h, i, j)	(f, g, h, i, j)	
	(i) Front breeze				
Mature	(j) Max turbulence				
	(k) Wind speed almost constant	13:00–17:00 4 hours	14:00–18:00 4 hours	15:00–19:00 4 hours	12:00–15:00 3 hours
	(l) TKE almost constant	(j, k, l, m, n)	(k, m, n)	(l, m, n)	
Decay	(m) LST-SST almost constant				
	(n) Temperature slowly decreasing	17:00–21:00 4 hours	18:00–22:00 4 hours	19:00–23:00 4 hours	15:00–19:00 5 hours
	(o) Wind speed decreases	(o, p, q, r)	(o, p, q, r)	(o, p, q, r)	
	(p) T and TKE decreases				
	(q) Wind shift on coast				
	(r) LST-SST weakens and change sign				

**Figure 4** SODAR/RASS measurements of (a) friction velocity, (b) surface heat flux, and (c) inversion height for a period between 26 and 29 December 2013. In addition, (d) vertical and horizontal temperature differences between: SODAR/RASS (coast, 40 m) and coast (SBSC, 2 m) stations (blue line), coast (SBSC, 2 m) and inland (A601, 2 m) stations (yellow line), and coast station (SBSC, 2 m) and SST reference temperature (green dashed line) (see online version for colours)



As mentioned above, direct outputs of SODAR/RASS for surface heat flux [grey dots on Figure 4(b)] also presented problems concerning the number of observations, and an alternative parameterisation was applied using equation (1) to obtain a continuous  $H_0$  based on  $\sigma_w$  measurements [grey line on Figure 4(b)]. Considering the low number of observations (mainly on the second and the third days), Melas (1993) parameterisation proved to be representative for the studied region, and showed the importance of alternative methods to tropical regions where SODAR/RASS usually cannot capture the ABL heights during convective conditions. Sporadic or not, it is important to highlight the absence of  $u_*$  and  $H_0$  measurements during nighttime. This specific limitation of SODAR results from the adoption of the Businger-Dyer relationships only for unstable conditions, as proposed by Melas et al. (2000), while a similar approach might be faulty in stable conditions. In any event, a direct comparison between different methodologies is presented on Figure 5, suggesting an underestimation of  $H_0$  values by equation (1), despite the good correlation ( $R = 0.86$ ) found in comparison to observed data.

**Figure 5** Normalised surface heat flux comparison between SODAR/RASS output (observed) and Melas (1993) formulation based on  $\sigma_w$  (parameterised) (see online version for colours)



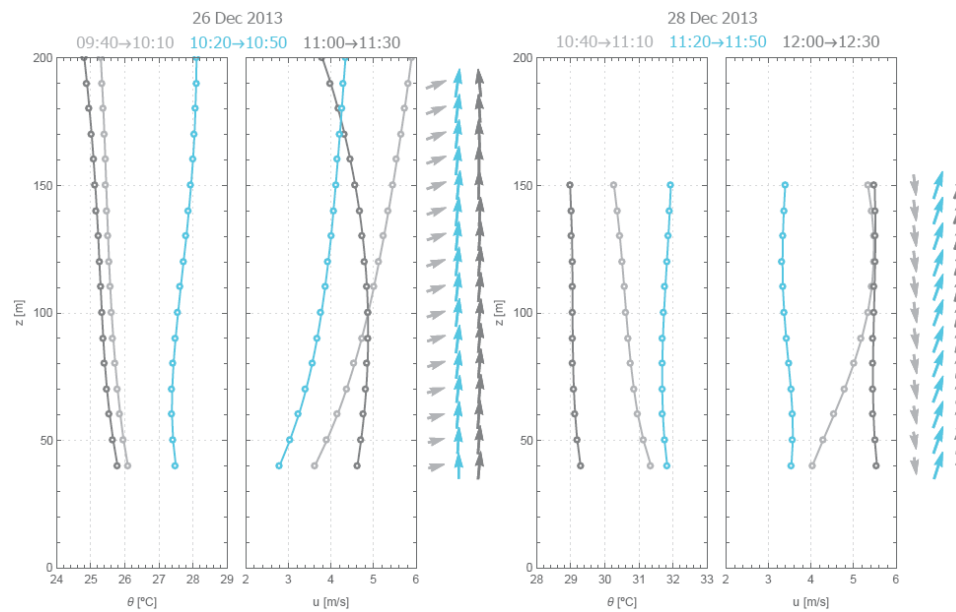
Note: The normalisation was performed using the maximum observed value of  $H_0$  between both data ( $646 \text{ W.m}^{-2}$ ).

Other important parameters related to thermal circulations are the vertical and horizontal temperature gradients. As the temperature reference over the Sepetiba bay corresponds to an area at surface skin level, the present analysis uses temperature differences instead of gradients. Therefore, Figure 4(c) presents horizontal temperature differences ( $\Delta T$ ) between coast and inland stations (separated by  $\sim 20$  km), and between coast station and SST area. For the vertical  $\Delta T$ , the first measurement level of SODAR/RASS (40 m) was compared with the coast station (2 m). In general, the horizontal  $\Delta T$  results are in agreement with the expected physical behaviours in a tropical coastal region, with LST higher than SST during daytime and signal changes during nighttime (green dashed line). The same occurs to  $\Delta T$  between coast and inland sites, where the bay-land breeze cycles act from/to the inner continental area and the water body area. The vertical  $\Delta T$  also presented the expected cycle, where its magnitude suggests the highest differences happening during the late dawn (stable conditions), decreasing intensity with the beginning of preparatory phase, and changing signal during the transition between PV and DV phases. The results show the smallest amplitude of  $\Delta T$  on December 26, and the maximum in the last day.

### 3.3 Vertical profiles

Despite the limitations of SODAR/RASS to observe the ABL height under convective conditions, acoustic soundings proved to be adequate to detect the inversion height  $z_i$  (m) since it occurs inside the measurement range (Melas, 1993). As expected, Figure 5(d) shows  $z_i$  observations only during nighttime (stable conditions). Nevertheless, daytime of December 26 and December 28 presented some exceptions, when inversion heights up to 130 m were observed for few minutes on vertical temperature profiles. Both episodes occur exactly during the development phase of the bay breeze, when the wind speed, turbulence intensity, and LST-SST reach their maximum values, providing all the minimal conditions for an IBL building along the coastline. Thus, Figure 6 presents time averaged vertical profiles of wind speed  $u(z)$  and potential temperature  $\theta(z_i)$ : before, during, and after IBL observations on 26 and 28 December. The interval chosen to perform time averages was based on the number of  $z_i$  observations. In this case, four consecutive records in 40 minutes.

**Figure 6** Vertical profiles to potential temperature  $\theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), wind speed  $u$  (m/s) and wind directions (vectors) for 26 and 28 December 2013 (see online version for colours)



Notes: Blue lines represent averaged profiles during IBL formation (40 min) where the dashed line representing its mean height. Light and dark grey lines represent previous and posterior periods (also 40 min), respectively.



At first, it is possible to observe two different patterns of IBL formation acting over Santa Cruz coastline. Both patterns present an inversion layer around 115 m above ground level, and show an air mass advection over different surface properties. The first pattern is characterised by temperature profiles in previous and next periods very similar between each other, explained by crosswinds propagating on coastline direction (without negative  $v$  components). During December 26, wind persisted for a long period before shifting from land to bay breeze directions, undergoing occasionally remarkable west component during the transition [see Figure 3(b)]. On the other hand, December 28 presented a previous period with winds blowing strictly from inland part (land breeze direction) and, consequently, resulting on a higher value to mean  $\theta$  of the atmospheric column ( $5^\circ$  greater than December 26). In this case, the next period showed a mixed boundary layer on  $u$  and  $\theta$  profiles, being also effective to decrease  $\theta$  significantly. This is explained by the mechanical turbulence generated at coastline during the IBL formation, where both cases presented similar wind velocities, with a reduction in comparison to the previous period, ranging from 3.5 to 3.8 m/s. December 26 showed a velocity profile consistent to a power law and making sequence to the previous period. In contrast, on December 28 the IBL formation presented not only reduction on velocity but also a different vertical profile with a minimum velocity at IBL height level (3.3 m/s at 120 m), and a maximum in middle IBL (3.6 m/s at 60 m). This behaviour can be explained using Figure 3(b), where the first level of SODAR/RASS (40 m) shows south-southwest winds of bay breeze reaching the coastline between 11–12:00 LT, while the surface station SBSC still have land breeze directions (north) at 10 m height. This configuration suggests a wind shear crossing an abrupt change of roughness, and creating two different layers with different dynamics and features, where the lowest one is also recognised as IBL.

### 3.4 IBL formation and evolution

The IBL height  $h_i$  (m) is the vertical length where the surface properties are preserved without influence of the air mass advected over the IBL, and it is marked mainly by discontinuities at first levels of vertical profiles of wind speed and potential temperature. Usually,  $h_i$  begins from the interface ( $h_i = 0$ ) between different surface characteristics (roughness, temperature, humidity, etc.) and extends in crosswind direction until the difference between the advected air mass and the surface of air mass reach equilibrium. The maximum values vary between 50 to 500 metres, but it can overcome these values in extreme conditions (Garratt, 1990).

Knowing the occurrence of IBL formation periods, two simple analytical formula were applied to estimate IBL heights when front breezes crosses the coastline: Weisman (1976) uses the surface heat flux as the main term [equation (2)], and Raynor et al. (1979) consider LST-SST  $\Delta T_{lb}$  ( $^\circ\text{C}$ ) as principal indicator in equation (3).

$$h_w = \left( \frac{2H_0x}{\rho c_p |\gamma| U} \right)^{1/2} \quad (2)$$

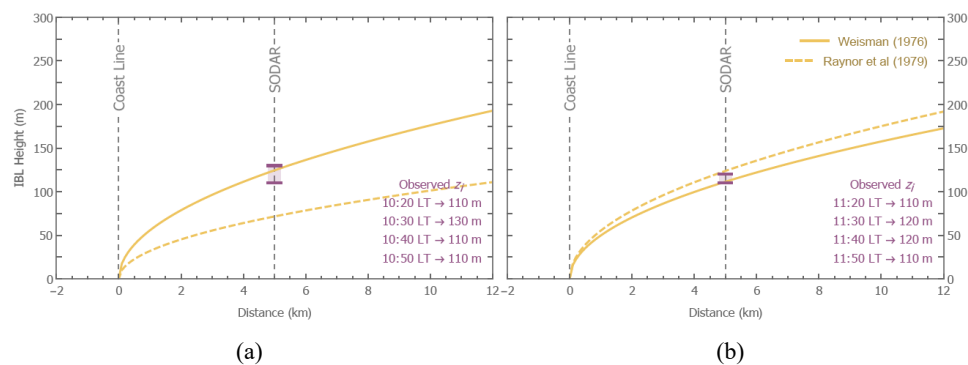
$$h_r = \frac{u^*}{U} \left( \frac{x |\Delta T_{lb}|}{|\gamma|} \right)^{1/2} \quad (3)$$

where  $x$  is crosswind distance from the coastline (m),  $\gamma$  is the vertical gradient of potential temperature ( $^\circ\text{C m}^{-1}$ ), and  $U$  is mean wind velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ). In this case, the direct outputs

of SODAR/RASS to  $H_0$  were used on equation (2), once IBL observations are available; and the vertical gradient  $\gamma$  were calculated using the coast station at 2 m and SODAR/RASS at 100 m. Several approaches using empirical basis, experimental results, and similarity relations were tested exhaustively (see Van der Hoven, 1967; Peters, 1975; Raynor et al., 1975; Gryning and Batchvarova, 1996). However, our challenge here is also to propose simple parameterisations that could be easily applied using variables available on regular monitoring stations. In addition, the chosen parameterisations [equation (2) and equation (3)] follow recommendations of Stunder and Sethuraman (1985), who tested several  $h_i$  formulations using data of two experimental campaigns under different atmospheric stabilities, and both parameterisations presented better results.

The results of both IBL periods are presented in Figure 7, where the two formulas were applied from the coastline ( $x = 0$ ) until 12 km inland in a crosswind direction. This distance was chosen considering that the wind speed during these cases (3.1 and 5.1  $\text{m s}^{-1}$ , respectively) blew for approximately 40 minutes and provided an IBL fetch between 8 and 12 km from the coastline. However, results using the cited formulations show a good estimation of IBL height at 5 km (SODAR/RASS position) for both days. The exception was the Raynor et al. (1979) formulation, which underestimated the IBL height around 50% at 5 km distance on December 26. As discussed above, the smaller  $\Delta T_{lb}$  explains the underestimation in equation (2) and presents a limitation of using this formulation based on LST-SST. This is due to the shallow water body of Sepetiba bay, which has an SST 2–4°C higher than the Atlantic Ocean SST, and limits the establishment of large temperature gradients as found on sea breezes. On the other side, Weisman's (1976) formulation proved to agree well in this case. However, it is important to highlight its dependence on  $H_0$ , which is a quantity often problematic to calculate using continuous data from SODAR/RASS. The alternative formulation proposed by Melas (1993) and tested on present study case seems to be a reasonable way to circumvent this problem, even considering the underestimation of  $H_0$  found here.

**Figure 7** IBL height estimative at crosswind direction for (a) 26 December 2013 at 10:00 LT and (b) 28 December 2013 at 11:00 LT (right) using Weisman (1976) and Raynor et al. (1979) formulations (see online version for colours)



Note: Positioned 5 km from coastline, these measurements are the only one available during daytime (convective) on the study period, and both were recorded during the development phase of the bay breeze.

## 4 Conclusions

A thorough analysis over three consecutive and entire cycles of bay-land breeze was presented with a focus on the evaluation of IBL onset and its evolution in time. The methodology concerning the sea breeze stages proposed by Cuxart et al. (2014) proved to work well also on bay breeze cases on tropical regions, where the main dynamic characteristics and intervals of each phase were actually recognised. In addition, this analysis showed the development phase as the critical period of bay breeze to observe IBL formation, due to the largest differences between air mass properties over bay and land.

Results of local scale parameters and vertical temperature and wind speed profiles showed two different IBL formation cases, indicating the importance of katabatic winds between Serra dos Órgãos and Gericinó Massif aligned with the land breeze directions. This configuration intensifies the stable flow of land breeze during the first hours after sunrise, and delay the beginning of bay breeze, as observed on December 28. Furthermore, two different IBL height parameterisations were tested for two of three days of the study period showing good results in comparison with SODAR/RASS measurements even when considering different approaches. The formulation based on surface heat flux presented better results in comparison with the other one based on LST-SST. However, SODAR/RASS difficulties to realise  $H_0$  measurements indicate the importance of alternative methods to obtain this parameter and, consequently, the suitable IBL height parameterisation. On the other hand, according to Stunder and Sethuraman (1985), the 50% error presented by LST-SST formulation to the first IBL case (December 26) becomes more relevant to air quality issues, once a minimal error on IBL height estimation results in a large error on maximum concentration positions at ground level. The present study demonstrates how SODAR/RASS data in addition to satellite data and a few weather stations can be combined together to a better understanding of the dynamics of bay/land circulations in tropical regions, and to test the best parameterisation of IBL height to be used in meso-scale and air quality modelling.

## Acknowledgements

The authors are gratefully acknowledged for the international exchange scholarship provided for doctoral students by CAPES Foundation, Ministry of Education of Brazil, process BEX 3608/15-8 (PDSE 99999.003608/2015-08). We also acknowledge the fundamental support from Thyssenkrupp CSA throughout a scientific-technological partnership with UFRJ by COPPETEC Foundation.

## References

- Batchvarova, E., Cai, X., Gryning, S.E. and Steyn, D. (1999) 'Modelling internal boundary-layer development in a region with a complex coastline', *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol. 90, No. 1, pp.1–20.
- Brown, E.H. and Hall, F.F. (1978) 'Advances in atmospheric acoustics', *Reviews of Geophysics*, Vol. 16, No. 1, pp.47–110.

- Carbone, R.E., Wilson, J.W., Keenan, T.D. and Hacker, J.M. (2000) 'Tropical island convection in the absence of significant topography. Part I: life cycle of diurnally forced convection', *Monthly Weather Review*, Vol. 128, No. 10, pp.3459–3480.
- Cuxart, J., Jiménez, M.A., Prtenjak, M.T. and Grisogono, B. (2014) 'Study of a sea-breeze case through momentum, temperature, and turbulence budgets', *J. Appl. Meteor. Climatol.*, Vol. 53, No. 11, pp.2589–2609.
- Elliott, W.P. (1958) 'The growth of the atmospheric internal boundary layer', *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, Vol. 39, No. 6, pp.1048–1054.
- Ferreira, S.A. and Gan, M.A. (2011) 'Intraseasonal variability in the South American monsoon system', *Atmos. Sci. Let.*, Vol. 12, No. 3, pp.253–260.
- Figuroa, S.N., Satyamurty, P. and Silva Dias, P.L. (1995) 'Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model', *J. Atmos. Sciences*, Vol. 52, No. 10, pp.1573–1584.
- Garratt, J.R. (1990) 'The internal boundary layer – a review', *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol. 50, No. 1, pp.171–203.
- Giannini, L., Argentini, S., Mastrantonio, G. and Rossini, L. (1997) 'Estimation of flux parameters from SODAR wind profiles', *Atmos. Environ.*, Vol. 31, No. 9, pp.1307–1313.
- Gryning, S.E. and Batchvarova, E. (1996) 'A model for the height of the internal boundary layer over an area with an irregular coastline', *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol. 78, No. 3, pp.405–413.
- Haines, S.L., Jedlovec, G.J. and Lazarus, S.M. (2007) 'A MODIS sea surface temperature composite for regional applications', *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 45, No. 9, pp.2919–2927.
- Jaswal, A.K., Singh, V. and Bhambak, S.R. (2012) 'Relationship between sea surface temperature and surface air temperature over Arabian Sea, Bay of Bengal and Indian Ocean', *J. Ind. Geophys. Union*, Vol. 16, No. 2, pp.41–53.
- Kodama, Y. (1992) 'Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones', *J. Meteorol. Soc. Japan*, Vol. 70, No. 4, pp.813–836.
- Leo, L.S., Fernando, H.J.S. and Di Sabatino, S. (2015) 'Near-surface flow in complex terrain with coastal and urban influence', *Environ. Fluid. Mech.*, Vol. 15, No. 2, pp.349–372.
- Lucena, A.J., Filho, O.C.R., França, J.R.A., Peres, L.F. and Xavier, L.N.R. (2012) 'Urban climate and clues of heat island events in the metropolitan area of Rio de Janeiro', *Theor. Appl. Climatol.*, Vol. 111, Nos. 3/4, pp.497–511.
- Mayor, S.D., Spalart, P.R. and Tripoli, G.J. (2002) 'Application of a perturbation recycling method in the large-eddy simulation of a mesoscale convective internal boundary layer', *J. Atmos. Sciences*, Vol. 59, No. 15, pp.2385–2395.
- Melas, D. (1993) 'Similarity methods to derive turbulence quantities and mixed-layer depth from SODAR measurements in the convective boundary layer: a review', *Applied Physics B*, Vol. 57, No. 1, pp.11–17.
- Melas, D., Abbate, G., Haralampopoulos, D. and Kelesidis, A. (2000) 'Estimation of meteorological parameters for air quality management: coupling of SODAR data with simple numerical models', *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 56, No. 4, pp.509–515.
- Mengelkamp, H.T. (1991) 'A numerical study of pollutant dispersion over a land-water-land area', *Advanced Modelling and Computer Codes for Calculating Local-Scale and Meso-Scale Atmospheric Dispersion of Radionuclides and their Applications*, Vol. 23, No. 12, pp.113–119.
- Miller, S.T.K., Keim, B.D., Talbot, R.W. and Mao, H. (2003) 'Sea breeze: structure, forecasting, and impacts', *Reviews of Geophysics*, Vol. 41, No. 3, pp.1–31.

- Oliphant, A.J., Sturman, A.P. and Tapper, N.J. (2001) 'The evolution and structure of a tropical island sea/land-breeze system, northern Australia', *Meteorol. Atmos. Phys.*, Vol. 78, No. 1, pp.45–59.
- Paiva, L.M.S., Bodstein, G.C.R. and Pimentel, L.C.G. (2014) 'Influence of high-resolution surface databases on the modeling of local atmospheric circulation systems', *Geosci. Model Dev.*, Vol. 7, No. 4, pp.1641–1659.
- Peters, L.K. (1975) 'On the criteria for the occurrence of fumigation inland from a large lake', *Atmos. Environ.*, Vol. 9, No. 9, pp.809–816.
- Pimentel, L.C.G., Marton, E., Soares da Silva, M. and Jourdan, P. (2014) 'Caracterização do regime de vento em superfície na Região Metropolitana do Rio de Janeiro', *Eng. Sanit. Ambient.*, Vol. 19, No. 2, pp.121–132.
- Raynor, G.S., Michael, P., Brown, R.M. and SethuRaman, S. (1975) 'Studies of atmospheric diffusion from a nearshore oceanic site', *J. Appl. Meteor.*, Vol. 14, No. 6, pp.1080–1094.
- Raynor, G.S., Sethuraman, S. and Brown, R.M. (1979) 'Formation and characteristics of coastal internal boundary layers during onshore flows', *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol. 16, No. 3, pp.487–514.
- Richter, I., Mechoso, C.R. and Robertson, A.W. (2008) 'What determines the position and intensity of the South Atlantic Anticyclone in austral winter? – An AGCM study', *J. Climate*, Vol. 21, No. 2, pp.214–229.
- Satyamurty, P., Nobre, C.A. and Silva Dias, P.L. (1998) *Meteorology and Hydrology of the Southern Hemisphere*, 1st ed., pp.119–139, American Meteorological Society, South America, USA.
- Schwiesow, R.L. (1986) 'A comparative overview of active remote-sensing techniques. Probing the atmospheric boundary layer', *Amer. Meteor. Soc.*, pp.129–138.
- Shurygin, E.A., Kallistratova, M.A., Petenko, I.V. and Zubkovski, S.L. (2000) 'Comparison of measurements of turbulent kinetic energy by sodar and sonic anemometer', *Proc. 10th Symp. ISARS*, pp.338–341.
- Stunder, M. and Sethuraman, S. (1985) 'A comparative evaluation of the coastal internal boundary-layer height equations', *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol. 32, No. 2, pp.177–204.
- Van der Hoven, I. (1967) 'Atmospheric transport and diffusion at coastal sites', *Proc. USAEC Meteor. Inform. Meeting*, 11–14 September, Vol. 44, pp.229–240.
- Vieira, S.O., Satyamurty, P. and Andreoli, R.V. (2013) 'On the South Atlantic convergence zone affecting southern Amazonia in austral summer', *Atmos. Sci. Let.*, Vol. 14, No. 1, pp.1–6.
- Weisman, B. (1976) 'On the criteria for the occurrence of fumigation inland from a large lake – a reply', *Atmos. Environ.*, Vol. 10, No. 2, pp.172–173.
- Young, G.S. and Sikora, T.D. (2003) 'Mesoscale stratocumulus bands caused by Gulf Stream meanders', *Mon. Weather Rev.*, Vol. 131, No. 9, pp.2177–2191.
- Zeri, M., Oliveira-Júnior, J.F. and Lyra, G.B. (2011) 'Spatiotemporal analysis of particulate matter, sulfur dioxide and carbon monoxide concentrations over the city of Rio de Janeiro, Brazil', *Meteorol. Atmos. Phys.*, Vol. 113, Nos. 3/4, pp.139–152.