



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.25.03.11-TDI

## ESTUDO OBSERVACIONAL E NUMÉRICO DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NA REGIÃO DE ALCÂNTARA-MA DURANTE MARÇO DE 2010

Diogo Nunes da Silva Ramos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez, aprovada em 25 de agosto de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PBSESE>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO  
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

**Membros:**

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas  
(CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial  
(ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos  
Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação  
(SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.25.03.11-TDI

**ESTUDO OBSERVACIONAL E NUMÉRICO DA  
CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NA REGIÃO DE  
ALCÂNTARA-MA DURANTE MARÇO DE 2010**

Diogo Nunes da Silva Ramos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez, aprovada em 25 de agosto de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PBSESE>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Ramos, Diogo Nunes da Silva.

R147e      Estudo observacional e numérico da camada limite planetária na região de Alcântara-MA durante março de 2010 / Diogo Nunes da Silva Ramos. – São José dos Campos : INPE, 2017.  
xxx + 137 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.25.03.11-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientador : Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez.

1. Camada limite planetária. 2. Perfil vertical do vento.  
3. Estabilidade atmosférica. 4. Previsão numérica de tempo.  
I.Título.

CDU 551.510.411(812.1)

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Diogo Nunes da Silva Ramos**

Título: "ESTUDO OBSERVACIONAL E NUMÉRICO DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NA REGIÃO DE ALCÂNTARA-MA DURANTE MARÇO DE 2010".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Doutor(a)** em  
**Meteorologia**

Dr. Gilberto Fernando Fisch



Presidente / CTA/IAE / SJCampos - SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Luiz Fernando Sapucci



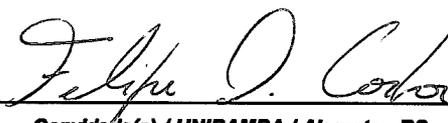
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Osvaldo Luiz Leal de Moraes



Convidado(a) / OSMADEN / São José dos Campos - SP

Dr. Felipe Denardin Costa



Convidado(a) / UNIPAMPA / Alegrete - RS

**Este trabalho foi aprovado por:**

maioria simples

unanimidade

**São José dos Campos, 25 de agosto de 2017**



*“Geralmente aqueles que sabem pouco falam muito e aqueles que sabem muito falam pouco.”*

JEAN-JACQUES ROUSSEAU



*A meus pais, **Izaias** e **Simone**, dedico.*



## AGRADECIMENTOS

A meus pais pelo constante apoio e incentivo.

Ao suporte financeiro concedido pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, processo 140797/2015-7) através da bolsa de doutorado.

Ao Projeto CHUVA (Processo FAPESP: 15235-8/2009) pela disponibilidade dos dados observacionais usados neste estudo.

Ao Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez pela orientação, amizade e confiança no meu trabalho.

Ao Dr. Gilberto Fisch pela amizade, colaboração e oportunidades dadas ao longo do desenvolvimento do doutorado.

Aos membros da banca examinadora pelas críticas construtivas e demais sugestões que permitiram a melhoria deste documento.

Ao Dr. Roberto Lyra pela supervisão do meu estágio docência na Universidade Federal de Alagoas.

Aos Drs. Enio Pereira e Fernando Martins, e aos demais colegas do laboratório de energias renováveis (LABREN/CCST/INPE), por terem me recebido durante os meses iniciais de doutorado.

Aos Drs. Wei Wang e Joshua Hacker pela ajuda nas discussões iniciais do modelo WRF1D durante o período que estive no *National Center for Atmospheric Research* (NCAR, Estados Unidos)

Aos Drs. Marina Sterk e Reinder Ronda (*Wageningen University*, Holanda) pela ajuda nas condições iniciais e forçantes do WRF1D.

Por fim, aos amigos do vôlei da ADC de Cachoeira Paulista-SP e do INPE pela ajuda e pelos momentos de descontração.



## RESUMO

A interação dos processos físicos da camada limite planetária (CLP) com os eventos precipitantes tropicais ainda é pouco conhecida. Em virtude dessa lacuna no conhecimento científico, a previsão numérica de tempo para a região permanece problemática. A hipótese de quase-neutralidade próxima da superfície na época chuvosa da região Norte do Nordeste brasileiro motiva a investigação deste trabalho. Apesar da importância científica e econômica dessa área (e.g. energia eólica, setor aeroespacial e militar), as simulações de campos meteorológicos próximos da superfície continuam limitadas. Com isso, uma análise observacional foi inicialmente realizada considerando os dados coletados pelo Projeto CHUVA entre 1 a 25 de março de 2010 no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), estado do Maranhão. A investigação das deficiências numéricas foi possível através das versões 3D e 1D do modelo WRF. A verificação dos experimentos considerou três intervalos com situações sinóticas distintas: período seco - 7 a 10/Março/2010; VCAN - 11 a 14/Março/2010; e ZCIT - 20 a 23/Março/2010. A precipitação foi predominantemente noturna, atingindo 78% do total mensal observado. A estrutura vertical termodinâmica e mecânica próxima da superfície foi pouco variável nos dias sem precipitação, prevalecendo as características da CLP marítima. Os sistemas sinóticos alteram a CLP de maneiras distintas. O VCAN intensifica a instabilidade dinâmica da CLP através do aumento no cisalhamento vertical do vento. A ZCIT resfria a camada abaixo de 1 km em  $\cong 2$  °C, tornando o vento mais calmo e estabilizando as camadas próximas da superfície. Com a confirmação observacional da quase-neutralidade no período chuvoso, um fato interessante foi descoberto: sua frequência é maior no período noturno dos dias secos e pós-VCAN. O refinamento topográfico aplicado no WRF3D identificou as falésias e beneficiou apenas a simulação da precipitação. A parametrização de CLP não-local, ACM2, obteve os menores erros nos experimentos 3D e 1D, principalmente para a altura da CLP e o gradiente vertical de  $\theta$ . A versão 1D permitiu um ganho na determinação de  $U_{10}$ , cujo viés médio foi próximo de  $0,5 \text{ m s}^{-1}$ , enquanto o 3D atingiu  $0,7 \text{ m s}^{-1}$ . A deficiência do WRF3D para a estabilidade atmosférica esteve relacionada ao fraco cisalhamento do vento simulado, tornando a CLP mais estável do que as observações indicaram. Todavia, a metodologia empregada nos experimentos 1D corrigiram essas limitações, aprimorando as simulações de  $CAPE$  e da precipitação  $\leq 10 \text{ mm h}^{-1}$ . Os resultados obtidos foram consistentes, com grande potencial para fins operacionais, de pesquisa e desenvolvimento tecnológico.



**OBSERVATIONAL AND NUMERICAL STUDY OF THE  
PLANETARY BOUNDARY LAYER IN THE ALCÂNTARA - MA  
DURING MARCH 2010**

**ABSTRACT**

The interaction of the physical processes of the planetary boundary layer (PBL) with the tropical precipitation events is still poorly known. The numerical weather prediction (NWP) over this region remains problematic due to the lack of scientific knowledge about the tropical processes within the PBL. The quasi-neutrality hypothesis near the surface in the rainy season of the Northern Coast of Brazil (NCB) motivates the investigation of this work. Despite the scientific and economic importance of this area (e.g., wind energy, aerospace and military), simulations of near-surface meteorological fields remain limited. Thus, an observational analysis was initially performed considering the data collected by the CHUVA Project from March 1 to 25, 2010 at the Alcântara Launch Center (ALC), situated at the Maranhão state. The NWP deficiencies analysis was possible through the 3D and 1D versions of the WRF model. The verification of the experiments considered three intervals with different synoptic situations: Dry period - 7 to 10/March/2010; UTCV - 11 to 14/March/2010; and ITCZ - 20 to 23/March/2010. Precipitation was predominantly nocturnal, reaching 78% of the monthly total observed. The vertical thermodynamic and mechanical structure near-surface was slightly variable on days without precipitation, with the predominance of marine PBL. Synoptic systems change PBL in different ways. The UTCV intensifies the dynamic instability by wind shear increase. The ITCZ cools the layer below 1 km in  $\cong 2$  °C, making the wind calmer and the near-surface more stratified. With the observational confirmation of quasi-neutrality in the rainy season, an interesting fact was discovered: its frequency is highest in the nocturnal period of dry and post-UTCV days. The topographic refinement applied in the WRF3D identified the cliffs and benefited only the precipitation simulation. The non-local PBL parametrization, ACM2, obtained the smallest bias in the numerical experiments, mainly for the PBL depth and the lapse rate of  $\theta$ . WRF1D allowed again in the determination of  $U_{10}$ , whose mean bias was close to  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ , while the 3D reached  $0.7 \text{ m s}^{-1}$ . The WRF3D deficiency for the atmospheric stability was related to the weak shear of the simulated wind, making the PBL more stable than the indicated observations. However, the methodology employed in the 1D experiments corrected these limitations by enhancing the mixed layer  $CAPE$  and the precipitation  $\leq 10 \text{ mm h}^{-1}$  simulations. The results obtained were consistent, with great potential for operational purposes, of research and technological development.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Modelo conceitual do ciclo diário da estrutura vertical da CLP. Os índices A, B, C, D representam localmente o meio-dia, entardecer, meia-noite e amanhecer, respectivamente. . . . .	9
2.2 Esquematização dos processos físicos atualmente conhecidos da camada limite noturna. JBN - Jatos de Baixos Níveis; $T_{surf}$ - Temperatura de superfície. Linhas contínuas indicam processos com <i>feedback</i> positivo, e linhas pontilhadas são para <i>feedback</i> negativo. . . . .	11
2.3 Estrutura dos fluxos turbulentos verticais de calor no perfil vertical de $\theta$ para as condições instável (a) e estável (b) de estabilidade estática . . . .	26
2.4 Perfil vertical do vento em escala linear (a) e logarítmica (b) para diferentes condições de estabilidade atmosférica. $V_{BL}$ representa a velocidade do vento do topo da CLP. . . . .	27
2.5 Esquematização da metodologia LL10 para perfis verticais de $\theta$ para CLP instável, estável e neutra, ilustrando a posição dos dois níveis considerados nos perfis. . . . .	32
3.1 Imagens do Centro de Lançamento de Alcântara, com visualização aberta da região (a) e ampliada sobre a base de lançamento (b). . . . .	37
3.2 Localização dos sítios experimentais operados durante o Projeto CHUVA no Centro de Lançamento de Alcântara (b), com região destacada ao norte do estado do Maranhão (a). . . . .	39
3.3 Cartas sinóticas em altitude (a, b, c) e imagens da temperatura realçada do canal infravermelho do satélite GOES-12 (d, e, f) referentes aos eventos seco, VCAN e ZCIT, respectivamente. . . . .	41
3.4 Série temporal de $h$ obtido por diferentes métodos através dos dados das radiossondas. Os valores de LL10-mod, LL10-Continente, LL10-Oceano, FI12 e ZH14 se referem à versão modificada de Liu e Liang (2010) e aos seus valores originais para continente e oceano, para Fisch (2012) e Zhang et al. (2014), respectivamente. A ausência de informações para ZH14 se deve a situações onde o critério do algoritmo não foi atendido. . . . .	43
3.5 Evolução anual da anomalia trimestral de precipitação das estações seca (a) e chuvosa (b) na região norte do Maranhão. . . . .	45
3.6 Representação espacial dos domínios aninhados de 12 e 4 km usados no experimento WRF3D. . . . .	48

3.7	Representação dos dados topográficos de SRTM (a) e a diferença entre o relevo original USGS e SRTM (b), ambos para o domínio 1 do modelo. . . . .	50
3.8	Esquematisação da distribuição vertical entre as simulações antes (a) e após (b) o refinamento topográfico, comparado com a altitude real aproximada do local estudado (c). A linha hachurada em cinza representa o 1º nível vertical do modelo WRF para o domínio 1. O círculo em cada linha vertical (torre anemométrica de 70 m) sobre o continente indica o nível de 10 m local. A escala horizontal da distância da posição da torre ( $\cong 6$ km) com o oceano foi ignorada. . . . .	51
4.1	Ciclo diário da precipitação total acumulada durante o dia e durante a noite (a) e evolução horária da intensidade do ciclo diário da precipitação (b) registrados na estação meteorológica automática. . . . .	58
4.2	Ciclo diário de $T_2$ e $q_2$ (a) e de $U_{10}$ e $DV_{10}$ (b) observados na estação meteorológica em superfície. A ausência de registros em alguns intervalos foi consequência de falhas dos instrumentos. As barras no topo de cada figura delimita o intervalo de três dias para os períodos seco, VCAN e ZCIT, nesta ordem. . . . .	59
4.3	Perfil vertical da velocidade do vento (a), e suas componentes zonal (b) e meridional (c), observados na torre anemométrica durante março de 2010. . . . .	60
4.4	Ciclo diário dos campos meteorológicos em superfície na estação meteorológica (EMA), torre anemométrica e pluviômetros no intervalo seco (a; b), VCAN (c; d) e ZCIT (e; f). As áreas sombreadas delimitam o período noturno local (6 a 18 h). O histograma representa a precipitação acumulada a cada hora. A ausência de informação em alguns intervalos de (a), (b) e (e) foi devido a falhas de medição instrumental. . . . .	62
4.5	Ciclo diário da estrutura vertical da CLP para temperatura potencial (a), umidade específica (b), velocidade escalar do vento (c), componente zonal (d) e meridional (e) calculada através das radiossondagens. . . . .	64
4.6	Ciclo diário de $h$ calculado pelo método LL10 (linha contínua), valores de $MLCAPE$ (linha tracejada) e precipitação acumulada a cada 6 horas em barras. . . . .	66
4.7	Média horária de temperatura do ar (a), umidade específica (b), velocidade do vento (c), e direção do vento (d), componente zonal (e) e meridional (f) do vento durante o período completo de medições e os respectivos estudos de caso com dados coletados na estação meteorológica automática. . . . .	67

4.8	Perfil vertical médio das radiossondas considerando o período total da campanha, bem como, os respectivos casos selecionados (Seco, VCAN e ZCIT). As colunas representam a temperatura potencial, umidade específica, e velocidade do vento na ordem da esquerda para direita, respectivamente, para os horários de 0 UTC (a,b,c), 6 UTC (d,e,f), 12 UTC (g,h,i) e 18 UTC (j,k,l). . . . .	69
4.9	Perfil logarítmico do vento calculado através dos valores médios da velocidade escalar coletada na torre anemométrica, considerando o ciclo diário completo de 24 horas (a), dia (b) e noite (c) para todo o período total, seco, VCAN e ZCIT. . . . .	72
4.10	Ciclo diário do gradiente vertical da temperatura potencial (a,b,c), cisalhamento vertical do vento (d,e,f), e número de Richardson (g,h,i) para cada evento sinótico. A linha contínua preta representa $h$ calculada pelo método LL10. . . . .	73
4.11	(a) Perfil logarítmico da velocidade média do vento entre os intervalos diurnos e noturnos nos períodos de novembro de 2016 (seco) e março-abril de 2017 (chuvoso) na região de Alcântara-MA. (b) Índice de turbulência, com o número total de amostras para cada condição. . . . .	76
4.12	Razão de velocidade do vento entre os níveis de 100 e 40 m (a, d), gradiente de $\theta$ entre 60 e 40 m (b, e) e perfil vertical do vento entre 100 e 40 m (c, f). A linha superior (inferior) remete aos intervalos diurnos e noturnos do período seco (chuvoso). A área cinza representa o intervalo de neutralidade atmosférica sugerido por Sorbjan (2010) e Tomasi et al. (2011) para $Ri$ e <i>lapse rate</i> de $\theta$ , respectivamente. . . . .	78
5.1	Série temporal dos valores observados e simulados de $T_2$ e $U_{10}$ usando diferentes topografias (USGS e SRTM) nos dois domínios do experimento WRF3D-CTRL durante os três períodos selecionados: seco (a; b), VCAN (c; d) e ZCIT (e; f). A ausência de informações de $T_2$ em (e) foi associada a falhas de medição durante período intenso da ZCIT. . . . .	82
5.2	Ciclo diário observado e simulado de $T_2$ (1ª coluna) e $U_{10}$ (2ª coluna) usando as quatro parametrizações de CLP durante o período seco (a, b), VCAN (c, d) e ZCIT (e, f). As informações são referentes ao domínio 2 e relevo SRTM. . . . .	85

5.3	Ciclo diário da altura da CLP calculada diretamente pelas parametrizações de CLP (1ª coluna) e pelo método LL10 (2ª coluna) usando as informações do WRF simuladas durante o período seco (a; b), VCAN (c; d) e ZCIT (e; f). A área sombreada em cinza delimita o intervalo noturno local. A configuração destes resultados é referente ao domínio 2 com relevo SRTM. . . . .	88
5.4	Ciclo diário da precipitação horária (1ª coluna) e precipitação acumulada (2ª coluna) obtida nos experimentos de sensibilidade da CLP no WRF3D durante os períodos: seco (a; b), VCAN (c; d) e ZCIT (e; f). . . . .	89
5.5	Série temporal do <i>lapse rate</i> de $\theta$ entre 0-3 km (1ª coluna) e <i>MLCAPE</i> (2ª coluna) do WRF3D usando as parametrizações de CLP no período seco (a; b), VCAN (c; d) e ZCIT (e; f). . . . .	91
5.6	Perfil vertical de temperatura potencial para cada parametrização de CLP no período seco (1ª coluna), VCAN (2ª coluna) e ZCIT (3ª coluna) usando a topografia SRTM no domínio 2. . . . .	92
5.7	Mesmo que a Figura 5.6, mas para a velocidade do vento. . . . .	93
5.8	Idem à Figura 5.6, mas para o número de Richardson. . . . .	95
5.9	Ciclo diário observado e simulado de $T_2$ (1ª coluna) e $U_{10}$ (2ª coluna) usando a configuração ACM2 para as respectivas forçantes definidas durante o período seco (a, b), VCAN (c, d) e ZCIT (e, f). As condições iniciais do WRF1D são referentes ao domínio 1 e relevo SRTM do WRF3D-ACM2. . . . .	98
5.10	Mesmo que a Figura 5.9, mas para $h$ (1ª coluna) e precipitação (2ª coluna). . . . .	100
5.11	Ciclo diário observado e simulado de $T_2$ (1ª coluna) e $U_{10}$ (2ª coluna) usando as diferentes parametrizações de CLP e forçante FC5 durante o período seco (a, b), VCAN (c, d) e ZCIT (e, f). As condições iniciais do WRF1D são referentes ao domínio 1 e relevo SRTM. . . . .	102
5.12	Mesmo que a Figura 5.10, agora para valores de $h$ (1ª coluna) e precipitação (2ª coluna). . . . .	104
5.13	Mesmo que a Figura 5.10, agora para o <i>lapse rate</i> de $\theta$ (1ª coluna) e <i>MLCAPE</i> (2ª coluna). . . . .	105
5.14	Ciclo diário da estrutura vertical da temperatura potencial obtidas pelas observações e pelos experimentos com o WRF1D-FC4 usando as diferentes parametrizações de CLP durante o período seco (1ª coluna), VCAN (2ª coluna) e ZCIT (3ª coluna). O campo de vetores representam a magnitude zonal e meridional do vento. As informações numéricas foram padronizadas a cada 6 horas, para equiparar com as observações. A escala foi padronizada em função dos valores observados. . . . .	107

5.15	Mesmo que a Figura 5.14, mas para a velocidade do vento. . . . .	108
5.16	Mesmo que a Figura 5.14, mas para $Ri$ . . . . .	109
5.17	Diagrama do bias e do desvio padrão da raiz quadrática do erro médio (uRMSD) entre os experimentos numéricos WRF3D e WRF1D e as observações de $T_2$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e $U_{10}$ ( $\text{m s}^{-1}$ ), para cada conjunto de parametrizações de CLP e período sinótico selecionado. Os marcadores com cores escuras (claras) representam os experimentos WRF3D (WRF1D). . . . .	112
5.18	Mesmo que a Figura 5.17, mas para $h$ (m) e $\partial\theta/\partial z$ ( $\text{K km}^{-1}$ ). . . . .	114
5.19	Diagrama de Taylor mostrando a correlação (eixo angular) e o desvio padrão normalizado (eixo radial) durante os períodos seco, VCAN e ZCIT para $T_2$ (a, c, e) e $U_{10}$ (b, d, f) obtidos nos experimentos 3D-SRTM-domínio2 e 1D-SRTM-domínio1-FC4. Apenas as correlações positivas são exibidas. . . . .	116
5.20	Mesmo que a Figura 5.19, mas para $h$ e $\partial\theta/\partial z$ . . . . .	118



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Lista de instrumentos usados e suas respectivas variáveis observadas, resolução espacial e temporal e sítio onde foi instalado. Os subscritos 2 e 10 referem-se a altura de observação, em metros. . . . .	40
3.2 Classificação de estabilidade atmosférica de Sorbjan (2010). . . . .	44
3.3 Descrição das parametrizações físicas de CLP, tipos de fechamento de turbulência, metodologia para estimativa de $h$ e seus respectivos critérios. . . . .	47
3.4 Períodos de início e fim das integrações definidas para cada evento selecionado. . . . .	49
3.5 Configurações físicas dos experimentos numéricos. . . . .	49
3.6 Lista de variáveis usadas como condições iniciais de perfil atmosférico e perfil de solo no WRF1D, com suas respectivas descrições e unidades. . . . .	52
3.7 Lista de configurações dos testes de sensibilidade relacionados às forçantes do WRF1D. . . . .	55
4.1 Valores médios da altura da CLP ( $\bar{h}$ ), da temperatura potencial em $h$ ( $\bar{\theta}_h$ ) e da temperatura potencial média entre a superfície e $h$ ( $\bar{\theta}_{CLP}$ ) nos horários das radiossondas durante os diferentes períodos de março de 2010, considerando o método de LL10 para $h$ . . . . .	71
4.2 Valores percentuais para cada classe de estabilidade atmosférica nos respectivos períodos (seco e chuvoso) e intervalos horários (dia e noite). . . . .	78



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACM2	–	<i>Asymetric Convective Model version 2</i>
BouLac	–	<i>Bougeault–Lacarrère</i>
CAPE	–	<i>Convective Available Potential Energy</i>
ARW	–	<i>Advanced Research WRF</i>
CEPED	–	Centro de Estudos e Pesquisas em Engenharia e Defesa Civil
CHUVA	–	<i>Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A Contribution to Cloud-Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement</i>
CLA	–	Centro de Lançamento de Alcântara
CLC	–	Camada limite convectiva
CLE	–	Camada limite estável
CLI	–	Camada limite interna
CLN	–	Camada limite noturna
CLP	–	Camada limite planetária
CLPT	–	Camada limite planetária tropical
CLS	–	Camada limite superficial
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DCTA	–	Departamento de Ciência e Tecnologia Aeroespacial
DNS	–	<i>Direct Numerical Simulation</i>
ECMWF	–	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasting</i>
FI12	–	Fisch (2012)
FNL	–	<i>Final analysis</i>
GBM	–	<i>Grenier-Bretherton-McCaa</i>
GFS	–	<i>Global Forecast System</i>
HB93	–	Holtslag e Boville (1993)
IAE	–	Instituto de Aeronáutica e Espaço
IBGE	–	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	–	Jatos de baixos níveis
LBA	–	<i>Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment</i>
LES	–	<i>Large Eddy Simulation</i>
LL10	–	Liu e Liang (2010)
MAE	–	<i>Mean Absolute Error</i>
MLCAPE	–	<i>Mixed Layer CAPE</i>
MM5	–	<i>Mesoscale Modeling version 5</i>
MRF	–	<i>Medium Range Forecast</i>
MY82	–	<i>Mellor e Yamada (1982)</i>
MYJ	–	<i>Mellor-Yamada-Janjic</i>
MYNN	–	<i>Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino</i>
NASA	–	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	–	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	–	<i>National Centers for Environment Prediction</i>

NCL	–	Nível de condensação por levantamento
NEC	–	Nível de equilíbrio convectivo
NEB	–	Nordeste brasileiro
NMM	–	<i>Nonhydrostatic Mesoscale Model</i>
NNEB	–	Norte do nordeste brasileiro
NOAA	–	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PNT	–	Previsão Numérica de Tempo
QNSE	–	<i>Quasi-Normal Scale Elimination</i>
RRTM	–	<i>Rapid Radiative Transfer Model</i>
RMSE	–	<i>Root Mean Square Error</i>
uRMSD	–	<i>Unbiased Root Mean Square Deviation</i>
SCM	–	<i>Single Column Model</i>
SRTM	–	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TEMF	–	<i>Total Energy-Mass Flux</i>
TRMM	–	<i>Tropical Rainfall Measurement Mission</i>
UK METOFFICE	–	<i>United Kingdom Meteorological Office</i>
USGS	–	<i>United States Geological Survey</i>
UTC	–	<i>Universal Time Coordinated</i>
UW	–	<i>University of Washington</i>
VCAN	–	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
WSM3	–	<i>WRF Single-Moment 3-class</i>
WRF	–	<i>Weather Research and Forecast model</i>
YSU	–	<i>Yonsei University</i>
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical
ZH14	–	Zhang et al. (2014)

## LISTA DE SÍMBOLOS

$g$	–	Aceleração da gravidade
$HGT$	–	Altitude
$z$	–	Altura
$h$	–	Altura da camada limite
$c_p$	–	Calor específico para o ar seco
$L_v$	–	Calor latente de vaporização
$S$	–	Cisalhamento vertical do vento
$K$	–	Coeficiente de difusividade turbulenta
$R$	–	Coeficiente de correlação
$S_c$	–	Coeficiente numérico para cálculo da difusividade
$v$	–	Componente meridional do vento
$v_g$	–	Componente meridional do vento geostrófico
$u$	–	Componente zonal do vento
$u_g$	–	Componente zonal do vento geostrófico
$\lambda$	–	Comprimento de escala assintótica
$\ell$	–	Comprimento de mistura vertical turbulenta
$L$	–	Comprimento de Obukhov
$z_0$	–	Comprimento de rugosidade aerodinâmica
$B$	–	Constante de fechamento
$k$	–	Constante de von Karman
$\alpha_C$	–	Constante de um campo $C$
$\eta$	–	Coordenada vertical do modelo WRF
$\delta$	–	Curvatura mínima do perfil de temperatura potencial
$\rho$	–	Densidade do ar
$\sigma_o$	–	Desvio padrão observado
$\sigma_m$	–	Desvio padrão modelado
$\sigma_U$	–	Desvio padrão da velocidade do vento
$DV$	–	Direção do vento
$e$	–	Energia cinética turbulenta
$\tau_a$	–	Escala temporal advectiva
$\overline{w'v'}$	–	Fluxo vertical turbulento da componente meridional do vento
$\overline{w'u'}$	–	Fluxo vertical turbulento da componente zonal do vento
$\overline{w'\theta'}$	–	Fluxo vertical turbulento de calor
$\overline{w'e'}$	–	Fluxo vertical turbulento de energia cinética turbulenta
$\overline{w'q'}$	–	Fluxo vertical turbulento de umidade
$S_\theta$	–	Fontes e sumidouros de temperatura potencial
$S_q$	–	Fontes e sumidouros de umidade específica
$f_c$	–	Força de Coriolis
$f$	–	Função de estabilidade
$\phi_m$	–	Função de estabilidade de <i>momentum</i>

$\phi_h$	–	Função de estabilidade de calor
$\partial\theta/\partial z$	–	Gradiente vertical de temperatura potencial
$\dot{\theta}_k$	–	Gradiente vertical local de temperatura potencial
$I$	–	Índice de turbulência
$\delta_u$	–	Limiar de gradiente vertical mínimo de temperatura potencial
$\delta_s$	–	Limiar de inversão térmica mínima de temperatura potencial
$\dot{\theta}_r$	–	Limiar do gradiente vertical local de temperatura potencial
$\omega$	–	Movimento vertical
$Ri_c$	–	Número crítico de Richardson
$Ri$	–	Número de Richardson
$f_{conv}$	–	Parâmetro de contribuição da mistura vertical não-local e local
$PCP$	–	Precipitação
$APCP$	–	Precipitação acumulada
$P$	–	Pressão atmosférica
$\beta$	–	Produção de empuxo
$Q^*$	–	Saldo de radiação
$M_u$	–	Taxa de mistura vertical convectiva não-local
$M_d$	–	Taxa de mistura vertical descendente
$T_{surf}$	–	Temperatura da superfície
$T$	–	Temperatura do ar
$T_{solo}$	–	Temperatura do solo
$T_{stabl}$	–	Temperatura do perfil volumétrico do solo
$\theta$	–	Temperatura potencial
$\theta_l$	–	Temperatura potencial da parcela de ar com água líquida
$\theta_v$	–	Temperatura potencial virtual
$T_v$	–	Temperatura virtual
$t$	–	Tempo
$\Pi$	–	Teorema de Buckingham
$\gamma$	–	Termo de contra gradiente não-local
$S_\theta$	–	Termo de fontes e sumidouros de temperatura potencial
$S_q$	–	Termo de fontes e sumidouros de umidade específica
$\epsilon$	–	Termo dissipativo de energia cinética turbulenta
$q$	–	Umidade específica do ar
$q_w$	–	Umidade específica da parcela de ar com conteúdo total de água
$UR$	–	Umidade relativa
$\bar{\rho}$	–	Valor médio da densidade do ar
$\Delta y$	–	Variação espacial na direção meridional do eixo Y
$\Delta x$	–	Variação espacial na direção zonal do eixo X
$C$	–	Variável escalar
$\nu$	–	Parâmetro de viscosidade
$u_*$	–	Velocidade de fricção
$U$	–	Velocidade horizontal do vento

$w$  – Velocidade vertical do vento



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>1</b>
1.1 Problemática . . . . .	2
1.2 Justificativa . . . . .	5
1.3 Objetivos . . . . .	7
<b>2 REVISÃO DE LITERATURA</b> . . . . .	<b>9</b>
2.1 Camada Limite Planetária (CLP) . . . . .	9
2.1.1 Definição e características gerais . . . . .	9
2.1.2 Equações governantes e parametrizações da CLP . . . . .	12
2.1.2.1 Fechamento de turbulência local . . . . .	15
2.1.2.2 Fechamento de turbulência não-local . . . . .	21
2.1.3 Estabilidade e altura da CLP . . . . .	25
2.2 Estudos no Centro de Lançamento de Alcântara . . . . .	32
<b>3 DADOS E METODOLOGIA</b> . . . . .	<b>37</b>
3.1 Descrição do local estudado . . . . .	37
3.2 Dados . . . . .	38
3.3 Metodologia . . . . .	42
3.3.1 Estudo observacional . . . . .	42
3.3.1.1 Estudo complementar: Período seco/2016 e chuvoso/2017 . . . . .	44
3.3.2 Estudo numérico . . . . .	46
<b>4 ESTUDO OBSERVACIONAL</b> . . . . .	<b>57</b>
4.1 Superfície . . . . .	57
4.2 Estrutura vertical . . . . .	62
4.3 Ciclo diário médio . . . . .	65
4.4 Estabilidade atmosférica . . . . .	71
4.4.1 Estudo complementar: Período seco/2016 e chuvoso/2017 . . . . .	74
<b>5 ESTUDO NUMÉRICO</b> . . . . .	<b>81</b>
5.1 Experimento WRF3D . . . . .	81
5.1.1 Efeitos do refinamento topográfico . . . . .	81
5.1.2 Sensibilidade das parametrizações de CLP . . . . .	83

5.2	Experimento WRF1D . . . . .	95
5.2.1	Impacto das forçantes de larga escala . . . . .	96
5.2.2	Experimento de sensibilidade: Parametrizações de CLP . . . . .	100
5.3	Verificação estatística . . . . .	110
5.3.1	Diagrama de erro . . . . .	110
5.3.2	Diagrama de Taylor . . . . .	115
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES . . . . .</b>	<b>119</b>
6.1	Sugestões para trabalhos futuros: . . . . .	122
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>123</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O prognóstico da precipitação e da temperatura do ar são produtos fundamentais dos centros de meteorologia operacional. No Brasil, os eventos pluviométricos extremos costumam apresentar maior volume durante o período noturno, horário em que a previsibilidade de eventos extremos é ainda mais limitada (NESBITT; ZIPSER, 2003). Alguns eventos extremos que ocorreram no nordeste brasileiro (NEB) em 2002, 2004 e 2010 registaram precipitação intensa durante à noite (CALHEIROS et al., 2006). De acordo com o Centro de Estudos e Pesquisas em Engenharia e Defesa Civil - CEPED (CEPED, 2013), os desastres naturais associados à precipitação ocorridos na última década em território brasileiro, se somados, provocaram milhares de mortes, com danos ambientais irreversíveis e prejuízos de bilhões de dólares. Segundo Sandu et al. (2013), a principal causa da limitação na previsão desta precipitação noturna corresponde ao tratamento da estabilidade atmosférica na baixa troposfera, principalmente no interior da camada limite planetária (CLP).

O desenvolvimento de sistemas meteorológicos tropicais está diretamente relacionado com as características termodinâmicas da CLP. Os processos turbulentos são dominantes nessa camada, sendo responsáveis pelo transporte vertical de energia na forma de calor, *momentum* e umidade (WALLACE; HOBBS, 2006). Contudo, a relação da CLP tropical (CLPT) com estes sistemas precipitantes ainda é pouco compreendida (LIU; LIANG, 2010). Sobre os continentes, a heterogeneidade de relevo e da vegetação impactam diretamente nos padrões térmicos e dinâmicos do seu ciclo diário. Durante o dia, o aquecimento radiativo da superfície inicia o transporte vertical turbulento através da instabilidade convectiva. A ascensão dessas parcelas de ar elevam a mistura turbulenta no interior da CLP, favorecendo no aumento de sua espessura. No entanto, o período noturno é determinado por forçantes de resfriamento radiativo e de cisalhamento vertical do vento. Essas forçantes regem os padrões de estabilidade da CLP, estratificando sua estrutura e inibindo os movimentos verticais (STULL, 1988).

O progresso no conhecimento desses conceitos é geralmente obtido através de campanhas observacionais em médias latitudes (POULOS et al., 2002; BAKLANOV et al., 2011; HOLTSLAG et al., 2013). Portanto, há uma grande lacuna no entendimento da CLP observacional em regiões tropicais, o que limita consideravelmente sua representação numérica em modelos de previsão de tempo (KRISHNAMURTI et al., 2013). Na região tropical, as atividades científicas do programa LBA têm permitido avanços no conhecimento dos processos atmosféricos sobre a floresta amazônica ao longo das últimas

três décadas (DIAS, 2006). Estes dados mostraram que uma representação adequada da CLP é fundamental para a modelagem da convecção amazônica (ADAMS et al., 2009). O conjunto de informações medidas no LBA permitiu correções no prognóstico do ciclo diurno da precipitação e de fluxos superficiais do modelo global do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF (BETTS; JAKOB, 2002). Uma série de campanhas experimentais foi realizada entre 2010 a 2014 em diferentes partes do Brasil para investigar as características físicas da precipitação através do Projeto CHUVA (MACHADO et al., 2014). Com foco científico na microfísica das nuvens quentes, o CHUVA reuniu um extenso e importante banco de dados observacionais. O conjunto dessas informações permitiram avanços no entendimento físico da CLPT, como o aprimoramento de parametrizações. Por exemplo, Machado e Chaboureau (2015) aprimoraram a descrição numérica da mistura turbulenta de nuvens convectivas em simulações 1D e 3D através de observações coletadas em uma das campanhas do CHUVA. Contudo, ainda não foi produzido um estudo direcionado ao contexto observacional e numérico da CLPT com estes dados observados próximos da superfície.

Esse contexto pode ser direcionado para a região norte do nordeste brasileiro (NNEB). Segundo Kousky (1980) e Molion e Bernardo (2002) identificaram que a precipitação noturna é uma característica comum nos sistemas meteorológicos típicos que atuam sobre essa região. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um dos mais importantes sistemas precipitantes dos trópicos, na região de convergência dos ventos alísios. Entre janeiro a março, a maior velocidade dos ventos Alísios de nordeste estão relacionadas com os índices pluviométricos máximos sobre o NNEB. Todavia, os ventos mais calmos na direção de sudeste atuam na redução da precipitação durante estes meses. Um outro evento importante da região é a precipitação associada ao Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), descritos por (KOUSKY; GAN, 1981). Seu período de atuação é frequentemente observado entre dezembro e março, cujo ciclo de vida varia entre poucas horas até algumas semanas. A precipitação associada ao VCAN é definida pelos movimentos ascendentes nas bordas laterais da circulação, enquanto a subsidência no centro inibe a formação de nuvens convectivas (BRITO, 2013; ARAÚJO; VILA, 2017).

## 1.1 Problemática

A CLPT possui estabilidade próxima da neutralidade em ambientes ausentes de precipitação ou forçantes de meso e larga escala (KRISHNAMURTI et al., 2013). Todavia, o entendimento dos impactos de eventos meteorológicos sobre a sua estrutura

espacial e temporal ainda é limitado. A variação dos seus padrões termodinâmicos e mecânicos pode favorecer ou dificultar a formação e desenvolvimento dos sistemas convectivos. Segundo Grodsky et al. (2003), a convergência do vento nos baixos níveis é um dos principais mecanismos de fornecimento de calor e umidade para a formação e desenvolvimento da ZCIT. Além disto, a nebulosidade gerada neste processo aprisiona energia térmica dentro desta camada, favorecendo a liberação de calor latente. Durante a intensificação desse evento, os autores mostram que há uma tendência de redução da instabilidade dinâmica abaixo do nível das nuvens que afeta o balanço de energia em superfície. Liu e Moncrieff (2004) descrevem que após a maturação deste sistema existe uma predisposição de resfriamento da CLPT devido o detranhamento da atmosfera livre. Adicionalmente, Del Genio e Wu (2010) sugerem que os modelos atmosféricos apresentam dificuldades na determinação da intensidade destes sistemas tropicais porque o entranhamento no topo da camada convectiva não é bem descrito. Os autores mostraram que este entranhamento é maior (menor) durante a convecção rasa (profunda), enquanto suas simulações em escala global indicavam o oposto. Um parâmetro que pode ser usado para diagnosticar a atividade convectiva da CLP é a determinação da sua altura, diretamente relacionada com a sua estabilidade atmosférica (MEDEIROS et al., 2005; LIU; LIANG, 2010). Sobel e Neelin (2006) alegam que o gradiente térmico e o balanço de *momentum* da CLPT também são pouco investigados, apesar da sua influência na precipitação através da convergência do vento. Folkins e Braun (2003) reportam que uma das principais deficiências associadas ao baixo conhecimento da CLPT é a distribuição geográfica irregular das observações.

O prognóstico de sistemas meteorológicos tropicais tem evoluído nas últimas décadas, mas importantes deficiências continuam presentes nos modelos de previsão numérica e tempo (PNT) mais modernos. Por exemplo, o *Weather Research and Forecasting Model* é uma ferramenta numérica que possui vários módulos para simulação real ou idealizada, em escala de tempo ou clima, além de um extenso conjunto de avançadas parametrizações físicas (WANG et al., 2016). A maioria destes esquemas são desenvolvidas baseadas em conceitos das médias latitudes (STENSRUD, 2007). Entretanto, a aplicação desta ferramenta tem mostrado limitações físicas e/ou dinâmicas associadas a previsão da precipitação tropical e campos meteorológicos próximos da superfície (RUIZ et al., 2010; ZHANG et al., 2011; CONIGLIO et al., 2013; SUN et al., 2014). Recentemente houve importantes progressos nos modelos operacionais de diferentes centros nacionais (FIGUEROA et al., 2016; FREITAS et al., 2017) e internacionais (KÖHLER et al., 2011; HONG; DUDHIA, 2012; SANDU et al., 2013). Entretanto, os processos físicos interativos entre a superfície e a baixa troposfera permanecem

problemáticos, tais como (Del Genio; WU, 2010; DAVIES et al., 2013; HOLTSLAG et al., 2013; BATTISTI et al., 2016): Representação do acoplamento de camadas estratificadas; Perfil vertical do vento sobre superfície heterogênea; Evolução da estrutura vertical da CLP durante período chuvoso; Forçantes térmicas e mecânicas da CLP tropical, etc.

A problemática relacionada à CLP na região NNEB pode ser contextualizada em aspectos observacionais e numéricos. Primeiramente, a área possui duas estações pluviométricas bem distintas, com período seco compreendido entre julho a dezembro e estação chuvosa entre janeiro a junho. No entanto, as regiões próximas do litoral costumam apresentar pequenas variações entre o início e término destas estações, como discutem Pereira et al. (2002), Cavalcanti et al. (2009), Gislser (2009). Além dos aspectos dinâmicos da atmosfera, um importante motivo por esta diferenciação é a heterogeneidade superficial. As áreas mais ocidentais do NNEB possuem litoral definido por falésias e cobertura vegetal mista, que desbalanceiam o escoamento atmosférico na baixa troposfera (PIRES, 2009; CALHEIROS, 2013). Por outro lado, a proximidade com a floresta amazônica e maior regularidade da precipitação tendem a reduzir e estabilizar o perfil do vento, além de saturar a umidade na CLP (BETTS; JAKOB, 2002; DIAS, 2006).

Alguns experimentos de campo foram realizados no NNEB durante o Projeto CHUVA, cuja primeira campanha foi executada em Alcântara, no estado do Maranhão. As características meteorológicas e geográficas definem a estrutura da CLP em função direta da incidência dos ventos alísios que são alterados aerodinamicamente pela topografia local. Na época seca, a maior velocidade do vento eleva a mistura turbulenta próxima da superfície, favorecendo a neutralidade local do gradiente térmico vertical (FISCH, 1999). A condição de quase-neutralidade próxima da superfície tem sido assumida como possível apenas para velocidades  $> 10 \text{ m s}^{-1}$  (LOREDO-SOUZA et al., 2004; MAGNAGO et al., 2010). Todavia, este critério foi baseado apenas em experimentos com túnel de vento e medições turbulentas coletadas durante poucos dias. Logo, sua comprovação para um período de maior disponibilidade de informações é fundamental. Além disso, a relação do perfil do vento e da estabilidade atmosférica da CLP com os sistemas meteorológicos do período chuvoso de Alcântara permanece pouco explorada. Segundo Silva (2013), Reuter (2013), Iriart (2015), a estação chuvosa deste local possui mecanismos que são representados de forma inadequada nos modelos de PNT. Os autores argumentam que estas limitações estão presentes em diferentes parametrizações de CLP, bem como, na descrição dos parâmetros geográficos (e.g. relevo e vegetação) da região. A síntese das princi-

país deficiências encontradas são: tendência de superestimativa do vento nos níveis próximos da superfície durante período seco, enquanto na época chuvosa ocorre o oposto; baixa qualidade das simulações do vento durante a passagem de sistemas precipitantes; estrutura vertical e temporal da CLP noturna.

## 1.2 Justificativa

A motivação pela solução destes problemas está em aprimorar as informações do vento e da estabilidade atmosférica para uma operacionalização segura e adequada das atividades de pesquisa e de desenvolvimento tecnológico do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). O CLA é um órgão de segurança nacional onde ocorrem lançamentos de foguetes aeroespaciais, sendo conhecido com o portal brasileiro para o espaço. Por exemplo, cerca de 88% das correções de trajetória dos foguetes são realizadas no primeiro 1 km de altitude devido à turbulenta atmosférica, enquanto acima de 5 km este valor decai para 3% (FISCH, 1999). O objetivo de melhoria na previsão do tempo é imprescindível também para a qualidade do ar e outras questões operacionais, tais como (GISLER, 2009; REUTER, 2013; IRIART, 2015): Previsão da dispersão dos poluentes originados da queima de combustível dos foguetes; Resgate dos equipamentos lançados no oceano; Realização de campanhas experimentais intensivas, dentre outros. O lançamento dos foguetes é geralmente realizado em condições de neutralidade a fraca estabilidade atmosférica, onde a difusão dos poluentes tende a ser mais eficiente. Todavia, a instabilidade atmosférica permite que estes poluentes ascendam verticalmente e atuem como núcleos de condensação durante a formação e desenvolvimento da precipitação local. A ocorrência dessa chuva permite a deposição dos materiais poluentes sobre a superfície. Logo, é fundamental não apenas a melhoria dos prognósticos de vento e da estabilidade, como também, da precipitação na região.

De acordo com Kousky (1980), a zona costeira do NNEB tem como principal característica a precipitação convectiva originada pela convergência dos escoamentos atmosféricos do oceano e do continente. Segundo Silva (2013) e Reuter (2013), as limitações numéricas destes campos para o CLA podem ter relação direta com uma descrição inadequada das falésias nos modelos regionais. Deste modo, os autores sugerem que a atualização através de um refinamento topográfico nas simulações possa favorecer a qualidade nos prognósticos dos campos próximos da superfície. A hipótese destes estudos é sustentada também por Jiménez e Dudhia (2013) e Teixeira et al. (2014), onde após a inserção de dados topográficos de altíssima resolução, as previsões de  $U_{10}$  e da precipitação foram melhoradas.

Além do CLA, outras atividades relevantes e que dependem destes fatores são realizadas na região NNEB. Essa área é difundida por ter um dos maiores e mais favoráveis potenciais eólicos do mundo (MARTINS; PEREIRA, 2011). Todavia, a produção de eletricidade durante a estação chuvosa é afetada consideravelmente pela passagem dos sistemas precipitantes, que elevam a variabilidade na intensidade do perfil do vento (AMARANTE et al., 2001). As projeções climáticas indicam que os ventos nesta área serão intensificados na época seca e com aumento da variabilidade no período chuvoso (PEREIRA et al., 2013). Portanto, o presente trabalho pode beneficiar também este setor energético relacionado à energia eólica. Os parques eólicos instalados nos estados do Ceará e Rio Grande do Norte exemplificam como o uso dessas informações de prognósticos do vento em curto prazo precisam ser melhorados.

A realização desse trabalho também busca melhorar o entendimento numérico das características físicas da CLPT. Esse tipo de desenvolvimento é geralmente realizado através de versões unidimensionais de modelos regionais ou globais (WARNER, 2011). Além do ganho computacional, a estrutura numérica do modelo 1D facilita a transferência das melhorias desenvolvidas para as versões 3D. Contudo, os problemas mais comuns deste tipo de modelagem são relacionados à descrição dos movimentos de larga escala e dos processos advectivos (RANDALL et al., 1996).

Com o progresso científico e tecnológico, algumas soluções têm sido empregadas para fornecer condições iniciais e de fronteira mais realísticas para as simulações 1D (RANDALL; CRIFE, 1999; ZHANG et al., 2016). A obtenção destas informações derivadas de um modelo 3D tem sido usadas como forçantes de simulações 1D para estudos de CLP em médias latitudes (STERK et al., 2015; LEE et al., 2017). Importantes progressos foram obtidos através do uso da modelagem 1D, tais como: Previsão de temperatura do ar ( $T_2$ ) e velocidade do vento ( $U_{10}$ ) durante situações estáveis (SANDU et al., 2013); Evolução temporal da estrutura vertical da CLP (SVENSSON et al., 2011; HOLTSLAG et al., 2013; BOSVELD et al., 2014); Nuvens estratiformes sobre continente (GUICHARD et al., 2004) e sobre oceano (HUME; JAKOB, 2005); Precipitação convectiva tropical (BETTS; JAKOB, 2002). Além disso, é possível ainda aplicar este tipo de modelagem de forma operacional, como: Previsão do tempo em curto prazo para o auxílio no controle de tráfego aéreo em aeroportos (KELLER et al., 1995; TERRADELLAS; CANO, 2007); Previsão em médio e longo prazo (NEGGERS et al., 2012); Aplicações agrometeorológicas (SPARKS, 2011); e Previsão do vento para energia eólica (SESCU; MENEVEAU, 2015). Porém, os benefícios que esta técnica podem trazer para a previsão do vento e da estabilidade atmosférica na CLP tropical ainda não foram avaliados.

### 1.3 Objetivos

**Geral:** Investigar a estrutura espaço-temporal da camada limite planetária na região de Alcântara - MA durante a campanha experimental do Projeto CHUVA através de análise observacional e numérica.

**Específicos:**

- Fazer uma análise observacional da CLP em Alcântara - MA durante março de 2010;
- Simular os padrões atmosféricos e em superfície em Alcântara - MA observados durante a campanha experimental;
- Realizar experimentos de sensibilidade para identificar as limitações de parametrizações físicas de CLP;
- Executar simulações unidimensionais para as condições atmosféricas reais da região de Alcântara - MA;
- Identificar a importância das forçantes de larga escala e da abordagem conceitual da CLP nas simulações 3D e 1D.

Para alcançar esses objetivos, foram utilizados os dados coletados durante a primeira campanha experimental do Projeto CHUVA, realizada no mês de março de 2010. Na parte numérica, as parametrizações físicas de CLP selecionadas possuem modernas aproximações a respeito desta interface da baixa troposfera. Por esta razão, o modelo WRF foi escolhido em suas diferentes versões 3D e 1D, por ser uma ferramenta amplamente difundida na comunidade científica. Deste modo, este trabalho discute as características gerais e as limitações encontradas, sejam relacionadas à descrição geográfica do modelo ou aos esquemas físicos avaliados.

O capítulo 2 apresenta uma revisão dos principais conceitos e estudos relativos ao tema deste trabalho. O capítulo 3 reúne a descrição dos dados e metodologia. Posteriormente, a discussão dos resultados foi subdividida em duas partes. A primeira parte (Capítulo 4) se refere a análise observacional das informações coletadas em março de 2010 durante a campanha experimental do Projeto CHUVA em Alcântara. Em seguida, os experimentos numéricos de sensibilidade com o modelo WRF são tratados no capítulos 5.1 e 5.2 para as suas versões 3D e 1D, respectivamente.

Uma seção dedicada à avaliação estatística dos experimentos numéricos foi produzida, sendo discutida no item 5.3. Por fim, as conclusões obtidas após a discussão dos resultados são encontradas no Capítulo 6.

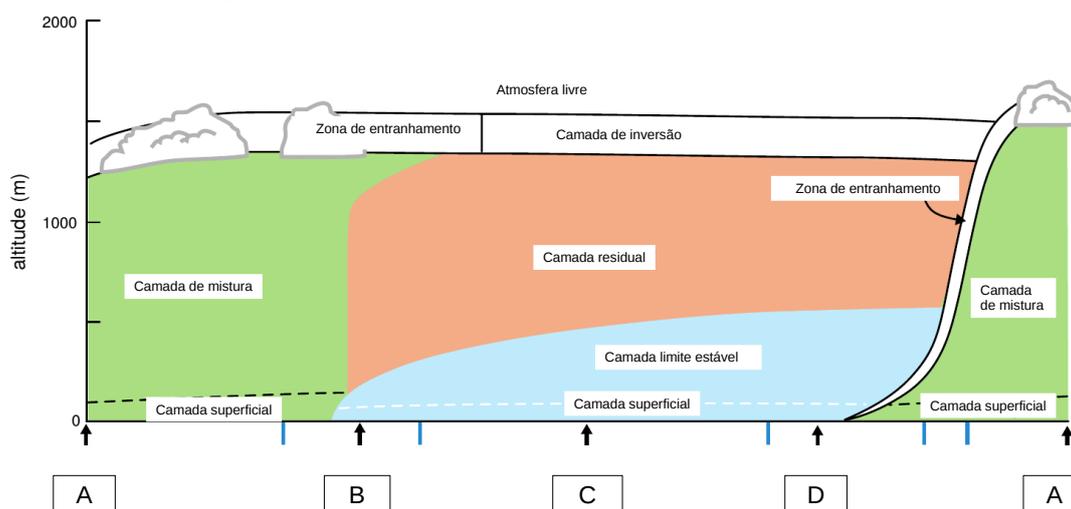
## 2 REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1 Camada Limite Planetária (CLP)

#### 2.1.1 Definição e características gerais

A CLP é a camada da baixa troposfera que interage diretamente com a superfície terrestre através dos processos físicos turbulentos de calor, umidade e *momentum* em microescala temporal e espacial (STULL, 1988). A formação, desenvolvimento e dissipação dos sistemas meteorológicos depende do transporte vertical destas propriedades para camadas mais profundas da troposfera. A forçante térmica define a instabilidade convectiva durante o período diurno, enquanto o regime estável é definido pelo resfriamento radiativo e pelo cisalhamento do vento durante a noite. O cenário de estratificação noturna estabiliza a CLP, permitindo a denominação desta camada como CLP estável (CLE) ou CLP noturna (CLN). Entretanto, é válido ressaltar que a CLE pode ser presente também durante o dia, como após a passagem de frentes frias, precipitação e períodos de inverno em médias latitudes (WALLACE; HOBBS, 2006). O ciclo diário destas características define a existência de subdivisões da CLP, como ilustra a Figura 2.1.

Figura 2.1 - Modelo conceitual do ciclo diário da estrutura vertical da CLP. Os índices A, B, C, D representam localmente o meio-dia, entardecer, meia-noite e amanhecer, respectivamente.



Fonte: Adaptado de Stull (1988).

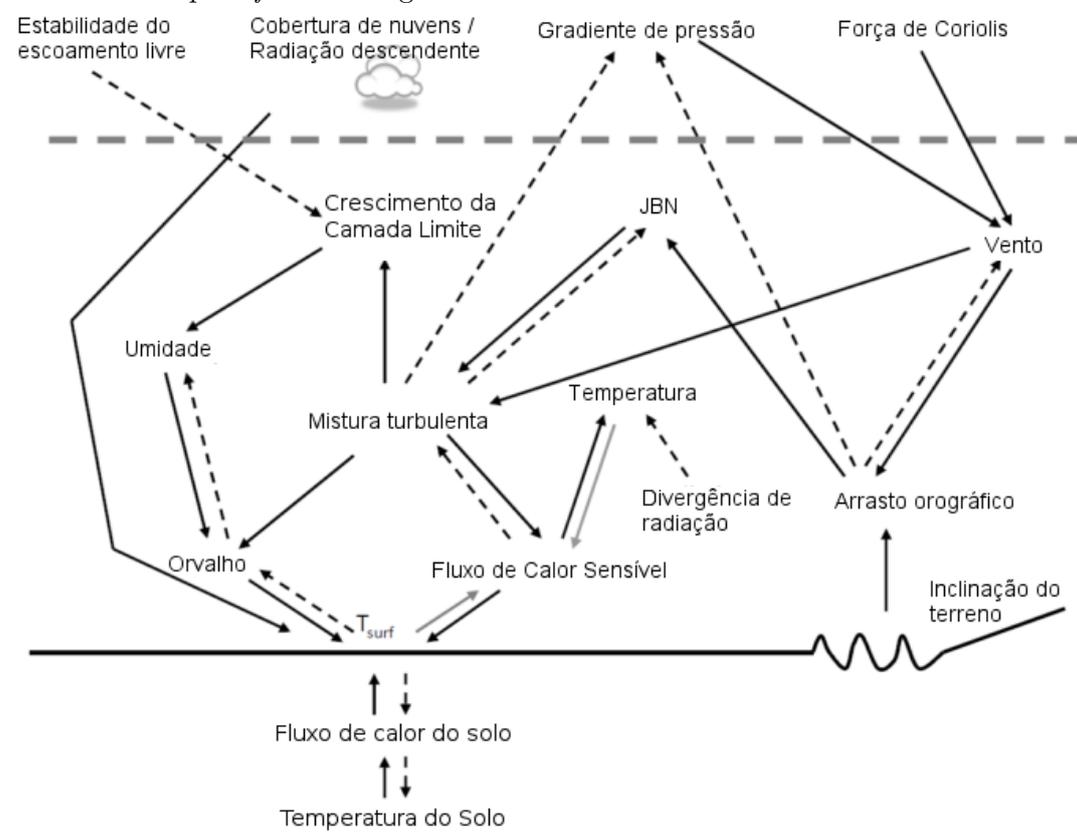
O conhecimento das forçantes que regem a CLE ou CLN era bastante limitado em

comparação aos conceitos da CLP convectiva (CLC) até meados da década de 80. Uma das principais causas dessa limitação era a escassez de estudos observacionais e numéricos sobre o tema. Desde então, novas campanhas experimentais e avanços na modelagem numérica permitiram progressos no entendimento de vários processos físicos (GARRATT et al., 1996; BAKLANOV et al., 2011; HOLTSLAG et al., 2013; MAHRT, 2013; STEENEVELD, 2014). Steeneveld (2011) sugere que as forçantes da CLE podem ser classificadas em três categorias: externas, internas e de superfície. As forçantes externas estão associadas à estabilidade do escoamento da atmosfera livre e ao aprisionamento de calor causado pela cobertura de nuvens e pela radiação solar descendente. Além disso, a larga escala também interfere nos padrões da CLE através da força de gradiente de pressão e força de Coriolis. Há também o favorecimento destas forçantes na intensificação do cisalhamento vertical do vento em função do vento geostrófico e do balanço de *momentum*. Porém, o impacto da geostrofia não é importante nas zonas equatoriais, como mostra Hume e Jakob (2005). Na escala interna, a CLE é influenciada pela estratificação térmica causada pelo cessamento da mistura vertical turbulenta, do resfriamento radiativo do ar e da superfície e da saturação de umidade. No contexto mecânico, a ocorrência de jatos noturnos nos baixos níveis (JBN) e a intensificação do cisalhamento vertical do vento elevam a estabilidade da CLE. Por fim, a superfície também é fundamental na manutenção das características desta camada estável através da temperatura e fluxo de calor do solo. Um fluxograma destas forçantes é observado na Figura 2.2.

As características geográficas também exercem importância na evolução temporal da CLP. Os padrões topográficos criam um elemento aerodinâmico que afeta a advecção horizontal próxima da superfície, criando subcamadas no interior da CLP. Existem zonas costeiras que possuem a presença de falésias ao longo da sua extensão territorial, resultando em modificações locais do escoamento atmosférico. Esse cenário permite a criação de uma camada limite interna (CLI) em função da morfologia do relevo entre o oceano e o continente. O estudo do perfil vertical do vento nestas zonas costeiras é ainda mais complexo, pois, podem haver outros mecanismos presentes, como brisas marítimas, ventos alísios e recirculações do vento (PIRES, 2009).

Garratt (1990) descreve alguns procedimentos gerais para diagnóstico da estrutura vertical da CLI. Durante o dia, o topo da CLI é identificável pela inversão estável no gradiente vertical de temperatura potencial ( $\partial\theta/\partial z$ ). No cenário noturno, esta determinação é complementada através dos perfis verticais de umidade. O cenário de neutralidade atmosférica permite encontrar esta altura através da descontinuidade do perfil vertical do vento ( $\partial U/\partial z$ ), em um nível onde há mudança acentuada da sua

Figura 2.2 - Esquematização dos processos físicos atualmente conhecidos da camada limite noturna. JBN - Jatos de Baixos Níveis;  $T_{surf}$  - Temperatura de superfície. Linhas contínuas indicam processos com *feedback* positivo, e linhas pontilhadas são para *feedback* negativo.



Fonte: Adaptado de Holtslag e Steeneveld (2011).

magnitude (BERGSTRÖM et al., 1988). Entretanto, em cada uma destas condições de estabilidade, podem existir aspectos aerodinâmicos e meteorológicos adversos que elevam a complexidade destas análises. Angevine (2008) discute a importância das características superficiais na evolução da CLI e, por conseguinte, na formação e entranhamento em nuvens rasas e na dispersão de poluentes.

Tomasi et al. (2011) ressaltam que os processos interativos entre a CLI costeira e a escala sinótica são poucos reportados e ainda incompreendidos. Os autores destacam que a evolução da CLI é induzida basicamente pela brisa marítima e ventos alísios durante a ausência de condições sinóticas diferentes. Entretanto, a recirculação do vento na CLI tende a ser inexistente durante a passagem de eventos meteorológicos. Essas características possuem escala horizontal de centenas a dezenas de metros,

não são representadas adequadamente nos modelos numéricos. O uso de modelos unidimensionais têm se mostrado uma ferramenta promissora para investigações com esses cenários de complexidade.

### 2.1.2 Equações governantes e parametrizações da CLP

Os processos da CLP estão relacionados diretamente com os modelos de PNT, pois estes resolvem equações governantes da atmosfera para obter o estado futuro através do conhecimento do estado presente (WARNER, 2011). Contudo, a solução analítica dessas equações ainda não é resolvida deterministicamente em virtude dos termos turbulentos. A mistura das propriedades termodinâmicas e mecânicas na atmosfera é realizada através do transporte vertical desses fluxos desde a superfície. A transferência dessas propriedades físicas ocorre em função da estabilidade entre as camadas atmosféricas. Deste modo, é necessário parametrizar os termos turbulentos para permitir a solução numérica dos modelos. Para resolver esses parâmetros nas equações governantes, é necessário separar as flutuações (relacionados aos processos de micro escala) das variáveis de seus valores médios (relacionados aos movimentos de larga escala). Dentre estas equações, aquelas que dependem da parametrização da turbulência são a conservação de *momentum* (Equações. 2.1, 2.2 e 2.3), conservação de umidade (Equação 2.4) e conservação de energia na forma de calor (Equação 2.5), que podem ser descritas como:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = f(\bar{v} - \bar{v}_g) - \left( \frac{\partial \overline{u'^2}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \right) + \nu \nabla^2 \bar{u} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -f(\bar{u} - \bar{u}_g) - \left( \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'^2}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \right) + \nu \nabla^2 \bar{v} \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \bar{w}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = \frac{\theta'_v}{\theta_v} g - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} \left( \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'^2}}{\partial z} \right) + \nu \nabla^2 \bar{w} \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = S_q - \left( \frac{\partial \overline{u'q'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'q'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} \right) + \nu_q \nabla^2 \bar{q} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = S_\theta - \left( \frac{\partial \overline{u'\theta'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'\theta'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} \right) + \nu_\theta \nabla^2 \bar{\theta} \quad (2.5)$$

A estrutura conceitual das equações gerais de uma parametrização de CLP é revisada por [Holtslag e Steeneveld \(2011\)](#), onde as principais definições são apresentadas adiante. A formulação dessas equações podem ser descritas para uma variável  $C$ , de forma sucinta, a partir da seguinte expressão:

$$\frac{DC}{Dt} = S_i \quad (2.6)$$

O campo  $C$  pode ser entendido como valores termodinâmicos ( $\theta$  e  $q$ ) e mecânicos ( $u$ ,  $v$  e  $w$ ). A definição da Equação 2.6 indica a taxa total de variação da variável  $C$  em função de taxas locais destas variações e de mudanças causadas pelo transporte através da velocidade do vento nas três direções do escoamento. Essa expressão pode ser reescrita como:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} + W \frac{\partial C}{\partial z} = S_i \quad (2.7)$$

O termo  $S_i$  representa as fontes e sumidouros de  $C$ , enquanto  $U$ ,  $V$  e  $W$  indicam a velocidade do vento nas direções horizontal ( $x$ ,  $y$ ) e vertical ( $z$ ), respectivamente.

A representação dos efeitos de sub-grade no campo instantâneo de  $C$  na Equação 2.7 é possível através da sua decomposição usando a média de Reynolds, como descrito por [Stull \(1988\)](#). Em síntese, esse conceito permite separar os valores médio  $\bar{C}$  e turbulento  $c'$  de  $C$ . Sendo assim, após alguns procedimentos algébricos e simplificações, a Equação 2.7 pode ser reapresentada como:

$$\frac{D\bar{C}}{Dt} = \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} + \bar{U} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + \bar{V} \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} + \bar{W} \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} \quad (2.8)$$

$$= \bar{S}_i - \frac{\partial \overline{u'c'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'c'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} \quad (2.9)$$

As covariâncias  $\overline{u'c'}$ ,  $\overline{v'c'}$ , e  $\overline{w'c'}$  são relacionadas os movimentos de sub-grade e não permitem solução linear da Equação 2.9. Portanto, a descrição desses movimentos

deve ser realizada através de parametrizações para o fechamento da turbulência. Todavia, a solução analítica das variâncias e covariâncias ainda não é possível de forma direta a partir dos campos médios disponíveis nos modelos. Como definido por [Stull \(1988\)](#), a consideração dessa forma dos fluxos turbulentos não possui uma equação diagnóstica ou prognóstica conhecida. Sendo assim, a tentativa de resolver cada termo turbulento implica no surgimento de outros parâmetros de ordem superior. Por exemplo, o termo de primeira ordem  $\overline{u'}$  é resolvido explicitamente enquanto o parâmetro de segunda ordem  $\overline{u'w'}$  é aproximado. Em seguida, no fechamento de segunda ordem, o termo  $\overline{u'w'}$  é calculado enquanto o momento estatístico de terceira ordem  $\overline{u'^2w'}$  é também aproximado, e assim por diante. Uma síntese dessa problemática é descrita por [Schmengler \(2012\)](#). Os diferentes tipos e ordens de fechamento serão abordados nas seções 2.1.2.1 e 2.1.2.2.

Com isso, esses processos de micro escala podem ser resolvidos nas equações gerais do modelo. Em alguns casos, a atmosfera pode ser homogênea horizontalmente, permitindo assumir uma forma mais simplista da Equação 2.9. Além disso, considerando a ausência de fontes e sumidouros e uma pequena contribuição de  $w'$ , a equação pode ser reescrita na forma unidimensional:

$$\frac{\partial \overline{C}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} \quad (2.10)$$

A estrutura da Equação 2.10 é também denominada de equação da difusão vertical ([STULL, 1988](#)). Sua definição indica que a taxa de variação local de  $C$  depende da divergência do fluxo turbulento vertical, seja de energia na forma de calor ou de *momentum*. Essa é a estrutura básica de uma parametrização física de CLP, onde apenas os processos locais da atmosfera são importantes. De todo modo, existem outros termos que também exercem importante influência nessa estrutura vertical, como os campos advectivos. Em estudos numéricos da CLP é fundamental considerar essa influência do vento nos campos termodinâmicos e mecânicos, cujos valores podem ser obtidos através de observações, por exemplo.

Sobre a superfície terrestre, uma consideração deve ser assumida em virtude do seu impacto friccional no valor médio do vento, que tende a ser zero. Em todo caso, os fluxos de calor e *momentum* não possuem valores nulos nessas condições, resultando na necessidade de um tratamento aproximado de  $\overline{w'c'}$  entre a superfície e a primeira camada vertical do modelo. Segundo [Beljaars e Holtslag \(1991\)](#), essa forma de tratamento permite solucionar os fluxos turbulentos se a camada do modelo esteja

inserida no interior da camada superficial. A parametrização desse fluxo superficial é obtida com a junção dos efeitos da difusão molecular com a difusão turbulenta, sendo matematicamente expresso como:

$$\overline{w'c'_0} = \beta_t w_t (C_0 - C_a) \quad (2.11)$$

Os termos  $\beta_t$ ,  $w_t$ ,  $C_0$  e  $C_a$  correspondem ao coeficiente de transferência, velocidade de transporte turbulento efetivo, variáveis transportadas na superfície e no ar, respectivamente. Essa formulação é a base das parametrizações de camada superficial, como descrevem [Stensrud \(2007\)](#) e [Jiménez et al. \(2012\)](#).

O método de obtenção das variâncias e covariâncias depende do tipo de fechamento de turbulência. Para tal, as classes mais comuns são definidas como local ou não-local. No primeiro caso, um termo desconhecido posicionado em qualquer nível atmosférico é parametrizado em função de valores ou gradientes de campos conhecidos na mesma camada. Nesse caso, a turbulência é assumida de forma semelhante ao conceito da difusão molecular. Desse modo, os pequenos vórtices de uma camada estratificada (i.e. CLP estável) são melhores descritos. Em contrapartida, o esquema não-local assume que camadas verticais não-adjacentes também devem ser consideradas na obtenção do termo de interesse. Essa aproximação assume que os vórtices turbulentos se sobrepõem, transportando consigo os turbilhões por processos advectivos. A instabilidade gerada pelos movimentos verticais da CLP convectiva tendem a ter maior qualidade numérica através do tratamento não-local. O motivo é que a extensão desses movimentos pode atingir algumas centenas de metros, cuja velocidade vertical pode resultar em diferentes escalas espaçotemporais da mistura turbulenta do ar ([STULL, 1988](#)).

### 2.1.2.1 Fechamento de turbulência local

A solução da equação 2.10 depende da parametrização das covariâncias, expressando-as com valores médios disponíveis no modelo. Sendo assim, o método mais comum para parametrizar esses termos é nomeado de fechamento de primeira ordem ou de teoria  $K$ . Esse conceito calcula  $\overline{w'c'}$  considerando-o como o gradiente vertical descendente do valor médio de  $C$  por unidade de massa:

$$\overline{w'c'} = -K_c \frac{\partial \overline{C}}{\partial z} \quad (2.12)$$

O termo  $K$  é denominado de coeficiente de mistura turbulenta do campo  $C$ . O subscrito  $c$  do coeficiente indica que esse termo é constante para todos os tipos de fluxos, sendo variável de acordo com o tipo de escoamento e do campo meteorológico. Como  $K$  não pode ser calculado de forma linear, seu valor necessita ser parametrizado. Primeiramente, é possível notar que sua unidade é equivalente ao comprimento de escala turbulenta  $\ell$ , que descreve o tamanho do vórtice com energia turbulenta.

A obtenção de  $K_c$  é, portanto, equivalente ao produto do tamanho dos vórtices e de sua velocidade nas diferentes direções horizontal e vertical. Sendo assim, a determinação desse termo difusivo é possível através da função:

$$K_c = \ell^2 S f(Ri) \quad (2.13)$$

O cisalhamento vertical do vento é definido na equação acima por  $S$ , enquanto  $f(Ri)$  descreve a função de estabilidade local baseada no número de Richardson. A Equação 2.13 varia em função da velocidade do vento, estabilidade atmosférica e altura, e não em função do tempo. A determinação de  $\ell$  não é uniforme para a coluna atmosférica. Contudo, o computo desse parâmetro próximo da superfície é possível através de conceitos da teoria da similaridade. Em resumo, a aplicação dessa teoria busca encontrar uma relação empírica universal entre variáveis de mesma dimensão, criando grupos adimensionais. A vantagem desse método é, por exemplo, prever informações que possam estar indisponíveis por algum motivo, seja por falta de medições ou outras limitações. A análise desses grupos adimensionais é conhecida como Teorema II de Buckingham. Esse teorema busca encontrar todas as relações possíveis entre as variáveis e suas dimensões, com o objetivo de conhecer as possibilidades mais relevantes. Contudo, por ser uma metodologia empírica, a aplicação dessa análise é possível apenas por dados observados, experimentos em laboratório (e.g. túnel de vento, tanque d'água, etc) e modelos numéricos de microescala. Esses métodos são amplamente difundidos em estudos de CLP, onde a natureza da turbulência eleva a complexidade da representação numérica dos processos físicos nas equações governantes. Por exemplo, a teoria da similaridade mais utilizada nesse contexto foi sugerida por Monin e Obukhov (1954). Uma explanação detalhada sobre esse teorema é descrita por Stull (1988) e Kantha e Clayson (2000). O método mais usado para o cálculo de  $\ell$  nos modelos foi proposto Blackadar (1962):

$$\frac{1}{\ell} = \frac{1}{\kappa z} + \frac{1}{\lambda} \quad (2.14)$$

O comprimento de escala turbulenta  $\lambda$  significa o tamanho do vórtice em um escoamento turbulento. Por definição, a teoria  $K$  indica que o fluxo em uma determinada altura depende do gradiente local de  $C$ . Essa é uma limitação para casos onde a instabilidade convectiva é presente, em virtude do tamanho e escala temporal dos vórtices turbulentos envolvidos no gradiente vertical da CLP.

A definição destes termos é fundamental para a qualidade de previsões globais de temperatura e vento próximo da superfície, como discutiram Sandu et al. (2013). Os autores compararam as metodologias empregadas por alguns centros meteorológicos internacionais como o *United Kingdom Meteorological Office* (UK MetOffice, Inglaterra), *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF, Inglaterra) e *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP, Estados Unidos). Nesse modelos, a solução de  $f(Ri)$  e  $\ell$  é diferenciada, além da adoção de valores pré-fixados de  $\lambda$  para 40, 150 e 30 m nos modelos dos respectivos centros. A motivação deste ajuste é que a presença de maior difusão turbulenta resulta em menores viés de temperatura do ar em 2 m ( $T_2$ ) e maiores erros no vento em 10 m ( $U_{10}$ ). Desse modo, tais institutos optam por manter uma difusão turbulenta maior em seus respectivos modelos, para manter menores viés de  $T_2$ .

A dificuldade na descrição da CLP convectiva através da teoria  $K$  motivou o surgimento de métodos fisicamente mais consistentes. Nesse contexto, Mellor e Yamada (1974) propuseram adicionar o prognóstico da energia cinética turbulenta  $\bar{\epsilon}$  no cálculo de  $K$ , definindo-o agora como um fechamento de ordem 1.5. O termo  $\bar{\epsilon}$  é um importante parâmetro micrometeorológico que permite calcular a produção, destruição, transporte e dissipação da turbulência. A estrutura básica de  $\bar{\epsilon}$  é representada através da Equação 2.15 como:

$$\frac{D\bar{\epsilon}}{Dt} = -\overline{u'w'}\frac{\partial\bar{u}}{\partial z} - \overline{v'w'}\frac{\partial\bar{v}}{\partial z} + \frac{g}{\theta_v}\overline{w'\theta'_v} + \frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{w'e'} + \frac{\overline{w'p'}}{\rho_0}\right) - \epsilon \quad (2.15)$$

A produção está relacionada ao cisalhamento do vento (1° e 2° termos do lado direito) e ao aquecimento radiativo (3° termo). A destruição depende apenas do resfriamento radiativo, ou seja, do sinal negativo do 3° termo. O 4° parâmetro descreve o transporte vertical devido à flutuabilidade da pressão atmosférica e da divergência de  $\bar{\epsilon}$ . Por fim, o último parâmetro é associado à geração de energia na forma de calor através da dissipação molecular de  $\bar{\epsilon}$ , sendo mais intensa nos pequenos vórtices da camada superficial.

Através da Equação 2.15 é possível determinar  $\bar{e}$  em cada camada atmosférica do modelo, permitindo calcular  $K_c$  através da seguinte aproximação:

$$K_c = \alpha_c \ell \sqrt{\bar{e}} \quad (2.16)$$

Onde  $\alpha_c$  representa um valor constante relacionado ao campo  $C$ .

As limitações do fechamento de ordem 1.5 ainda não favorecem sua aplicação para representar condições atmosféricas mais complexas, por exemplo, os turbilhões gerados durante intensa instabilidade convectiva. Desse modo, alguns estudos clássicos abordaram essa problemática, avaliando os impactos dos termos de advecção e difusão sob diferentes graus de anisotropia da turbulência.

Até o final da década de 1980, a carência de observações implicava ainda na necessidade de se resolver numericamente a CLP como uma camada seca e sem entranhamento, dentre outras limitações (BLACKADAR, 1962; DEARDORFF, 1972). No início da década de 1990, a parametrização local proposta por Mellor e Yamada (1982), MY82, era comumente adotada nos centros internacionais de meteorologia operacional. Por exemplo, o nível 2,5 do fechamento de ordem 1.5 do esquema MY82 realiza o prognóstico de  $e$ , permitindo um tratamento mais adequado da CLP estável, ao contrário da CLP instável. Posteriormente, outros autores realizaram correções e aprimoramentos que deram origem a esquemas fisicamente mais robustos. Por exemplo, Mellor e Yamada (1974) propuseram quatro níveis de anisotropia para um fechamento de turbulência de segunda ordem. Os autores mostraram que, apesar de todos terem consistência física coerente, os níveis de menor complexidade computacional e numérica (níveis 1 e 2) resultaram em simulações mais realísticas considerando uma atmosfera neutra. Entretanto, a avaliação desse conjunto de níveis para condições atmosféricas heterogêneas implicou na necessidade de ajustes. Sendo assim, a parametrização MY82 aprimoraram a qualidade do conjunto de equações do trabalho anterior após a inclusão do prognóstico de  $\bar{e}$ .

Além do progresso no conhecimento numérico da CLP, a maior disponibilidade de dados observacionais em grandes campanhas experimentais e o progresso computacional dos centros operacionais de meteorologia favoreceram o desenvolvimento de parametrizações físicas mais robustas. Os esquemas modernos resolvem de forma mais adequada os processos turbulentos úmidos, nuvens no interior da CLP, entranhamento e detranhamento, dentre outros (HONG; DUDHIA, 2012). Em virtude da complexidade do cenário atmosférico investigado neste trabalho, duas parametriza-

ções do tipo local baseadas na metodologia de MY82 foram selecionadas: MYNN e QNSE.

**a) Parametrização: Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN)**

Nakanishi e Niino (2004) e Nakanishi e Niino (2009) adicionaram um tratamento físico mais robusto para os processos de condensação no nível 3 do MY82. Esse progresso foi obtido após a inclusão da umidade nas variâncias e covariâncias que descrevem os fluxos turbulentos e as taxas de dissipação de  $\bar{\epsilon}$ . O termo de condensação parcial foi inserido nas formulações através da distribuição de probabilidade do conteúdo de água líquida. Os principais resultados obtidos foram a melhoria na simulação de nuvens de CLP e de nevoeiros. Além disso, houve progresso também na reprodução da espessura da CLP, na detecção de ondas geradas pela instabilidade de Kelvin-Helmholtz, dentre outros.

A determinação dos termos turbulentos desconhecidos de segunda ordem do MYNN considera também as variâncias e covariâncias referentes à umidade, tais como:  $\overline{q^2}$ ,  $\overline{\theta_l^2}$ ,  $\overline{\theta_l q_w}$ ,  $\overline{q_w^2}$ . Os subscritos  $l$  e  $w$  são referentes os valores das variáveis para água líquida e conteúdo total de água. A solução de  $\epsilon$  e de  $\ell$  também foi modificada em comparação ao esquema MY82, resolvidos a partir das seguintes equações:

$$\epsilon = \frac{q^3}{B_1 \ell} \quad (2.17a)$$

$$\epsilon_{\theta l} = \frac{q}{B_2 \ell} \overline{\theta_l^2} \quad (2.17b)$$

$$\epsilon_{\theta q} = \frac{q}{B_2 \ell} \overline{\theta_l q_w} \quad (2.17c)$$

$$\epsilon_{q w} = \frac{q}{B_2 \ell} \overline{q_w^2} \quad (2.17d)$$

A modificação de  $\ell$  proposta pelo esquema foi diagnosticar separadamente o comprimento de escala em três classes:  $\ell_S$ , considerando apenas a camada superficial;  $\ell_T$ , para a camada turbulenta da CLP, como proposto por MY82; e  $\ell_B$  é limitado apenas onde o efeito do empuxo for válido. A Equação 2.18 apresenta a estrutura idealizada por Nakanishi e Niino (2004), cuja ordem da magnitude dos termos  $\ell_S$ ,  $\ell_T$  e  $\ell_B$  é exposta na forma crescente. A descrição detalhada no ajuste de  $\ell$  foi realizada por Nakanishi (2001).

$$\frac{1}{\ell} = \frac{1}{\ell_S} + \frac{1}{\ell_T} + \frac{1}{\ell_B} \quad (2.18)$$

Cohen et al. (2015) afirmam que uma característica positiva desse esquema é seu tratamento da CLP estável e sua eficiência em ambientes onde há passagem de eventos meteorológicos com convecção profunda. Entretanto, as principais deficiências na determinação de campos meteorológicos de superfície durante situações de forte cisalhamento do vento causado por sistemas precipitantes.

### b) Parametrização: *Quasi-Normal Scale Elimination* (QNSE)

Com fechamento de ordem 1.5, a proposta de Sukoriansky et al. (2005) foi corrigir algumas considerações de MY82, atualizando a solução de  $K$  para a expressão mostrada na Equação 2.19. Alguns dos ajustes foram direcionados às funções de estabilidade de *momentum* ( $\phi_m$ ) e de calor ( $\phi_h$ ). Contudo, essas funções eram baseadas nos conceitos clássicos de Monin e Obukhov (1954), que possuem dificuldades na definição dos gradientes verticais no interior da camada superficial sob condições de forte estabilidade. Portanto, o QNSE é um aprimoramento do MY82 concentrado nas condições de CLP estavelmente estratificada, melhorando os prognósticos de temperatura e vento no interior da camada superficial.

$$K_c = \alpha_c \ell \phi_{m,h} \sqrt{\bar{e}} \quad (2.19)$$

A metodologia do QNSE também introduz correções em  $\ell$  e  $\bar{e}$ . Primeiramente, o termo  $\ell$  é assumido como a integração do comprimento de mistura turbulenta de camadas instável ( $\ell_B$ ) e estáveis ( $\ell_S$ ), sendo um conceito semelhante ao proposto por Nakanishi e Niino (2009), mas com estrutura numérica distinta. Na solução do segundo parâmetro, esse esquema elimina a dependência da altura da CLP no cálculo de  $\ell$ . A estrutura geral dessas implementações e demais formulações é discutida por Tastula et al. (2015).

Uma limitação do MY82 conhecida, e corrigida no QNSE, era a geração de resíduos turbulentos nos fluxos de *momentum* e de calor durante condições de tempo severo. A principal hipótese era que forçantes de larga escala atuavam na geração e dissipação de turbulência próxima da superfície. Além disto, a adoção de um valor crítico do número de Richardson ( $Ri_c$ ) no MY82 para delimitar os regimes estável e instável da estabilidade atmosférica era indicado como principal causa por esse feito nas

simulações. De acordo com Sukoriansky et al. (2005), este critério cria um acoplamento irreal entre as camadas próximas da superfície com a atmosfera. Desta forma, o QNSE realiza também alterações no tratamento numérico da camada superficial, eliminando a dependência de  $Ri_c$  e filtrando os ruídos externos. A filtragem destes resíduos durante as integrações se mostrou eficaz no prognóstico de perfis verticais de temperatura e vento. Entretanto, erros consideráveis destes campos meteorológicos em superfície e no topo da CLP ainda se faziam presentes. Além disso, esta parametrização tende a simular uma camada mais fria, rasa e úmida em situações de fraca estabilidade mas com leves correntes ascendentes, como abordam Cohen et al. (2015) e Tastula et al. (2015).

### 2.1.2.2 Fechamento de turbulência não-local

Após a proposta do fechamento local de Mellor e Yamada (1974) e, posteriormente, da hierarquia desse fechamento em níveis por MY82, outras formulações foram reportadas com o objetivo de aprimorar a descrição dos fluxos turbulentos na CLP instável. Neste contexto, as parametrizações de Troen e Mahrt (1986) e Holtslag e Boville (1993), HB93, foram difundidas nos modelos globais de vários centros internacionais de meteorologia operacional. A principal contribuição desses trabalhos foi introduzir um termo para corrigir o fluxo de contra gradiente, definido por  $\gamma$ , que foi idealizado anteriormente por Therry e Lacarrère (1983). Esse mecanismo pode ser formado em situações onde os vórtices com grande extensão turbulenta atuam durante condições convectivas da CLP, gerando fluxos na direção oposta ao gradiente térmico, por exemplo, no sentido frio  $\rightarrow$  quente. Sendo assim, esse novo termo é usado para os fluxos turbulentos considerarem os efeitos desse transporte oposto à direção do gradiente médio. O uso desse parâmetro é necessário para considerar o efeito não-local nas equações do transporte turbulento de segunda ordem, como demonstrado por Deardorff (1972). A definição física do contra-gradiente possui significados distintos, podendo ser assumido como um termo de produção de empuxo ou um parâmetro de transporte turbulento, como afirmam Holtslag e Moeng (1991). Uma série de outras parametrizações surgiram nesse contexto, trazendo melhorias pontuais na estrutura conceitual de HB93, com destaque aos esquemas ACM e YSU, que foram adotados neste trabalho.

#### a) Parametrização: *Asymmetric Convective Model* (ACM)

Pleim (2007) apresentou um conjunto híbrido de fechamento de turbulência, computando a difusão atmosférica com vórtices locais e não-locais. A primeira versão (ACM1) era puramente não-local e tinha como limitação o excesso de mistura tur-

bulenta e superestimativa da altura da CLP (PLEIM; CHANG, 1992). Sendo assim, foi implementado um tratamento de  $\bar{e}$  para amortecer a turbulência localmente entre cada camada vertical do modelo, dando origem a segunda versão do esquema, o ACM2. Com isso, seu principal parâmetro é a função de estabilidade baseada na razão entre o topo da CLP e o comprimento de Obukhov ( $L$ ), que permite controlar a contribuição da mistura não-local e da mistura local. A Equação 2.20 expressa, nesta ordem, o fluxo não-local ascendente da superfície, o fluxo descendente de cada camada, o fluxo descendente entre duas camadas adjacentes e a difusão turbulenta local:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = f_{conv} M_u C_1 - f_{conv} M d_i C_i + f_{conv} M d_{i+1} C_{i+1} \frac{\Delta z_{(i+1)}}{\Delta z_{(i)}} + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_h (1 - f_{conv}) \frac{\partial C_i}{\partial z} \right] \quad (2.20)$$

Onde:  $M_u$  resolve a taxa de mistura vertical convectiva não-local;  $M d_i$  é a taxa de mistura descendente de uma camada superior ( $i$ ) para uma inferior ( $i-1$ );  $C_1$  indica um campo escalar no menor nível do modelo;  $K_h$  descreve a difusividade turbulenta vertical para calor; e o termo  $f_{conv}$  é o parâmetro regulador da contribuição da mistura vertical da parte não-local e da parte local, atuando como uma função de estabilidade e dependente da altura da CLP, representada por  $h$ :

$$f_{conv} = \left[ 1 + \frac{k^{-2/3}}{0,72} \left( -\frac{h}{L} \right)^{-1/3} \right]^{-1} \quad (2.21)$$

Essa nova versão permitiu um ganho no cálculo do vento e da umidade por permitir a interação localmente dos padrões dessas variáveis com a superfície. Nesse acoplamento, os fluxos de calor não são considerados como as únicas forçantes para o transporte e troca de massa no interior da CLP, sendo que outros parâmetros (e.g. umidade, traçadores químicos, etc.) também são incluídos. Portanto, os perfis térmicos e mecânicos, e a altura da CLP tendem a ser mais precisos com o ACM2. Entretanto, descreve uma CLP muito profunda e com convecção intensa na transição entre noite e dia. Nessa parametrização,  $h$  é definida no primeiro nível acima da camada de *lapse rate* neutro onde  $Ri$  excede o limiar crítico definido.

## b) Parametrização: *Yonsei University* (YSU)

A parametrização YSU de [Hong et al. \(2006\)](#) trouxe uma série de aproximações para o esquema HB93. Sua principal inovação foi introduzir o tratamento explícito do entranhamento no topo da CLP, que buscou corrigir as simulações durante intensa atividade convectiva. Tal adição corrigiu a descrição de nuvens convectivas que se desenvolvem próximo a  $h$ . A principal vantagem do YSU é representar eficientemente a mistura vertical em CLP com forte empuxo e a mistura rasa em regimes com vento intenso. Sua limitação é superestimar  $h$  e a convecção profunda quando há um forte ciclo diurno de  $T_2$ , resultando em CLP muito seca próxima da superfície. Além disso, reduz a energia potencial disponível para convecção ( $CAPE$ , em inglês) no interior da CLP em ambientes de convecção profunda [Cohen et al. \(2015\)](#).

Em síntese, o fechamento da turbulência resolvido por YSU é expressa na Equação 2.22. O topo da CLP é determinado como função de  $Ri$  desde a superfície através da classe de estabilidade atmosférica. O diagnóstico da estabilidade é realizado pela parametrização de camada superficial por quatro critérios: a) Estável para  $Ri \geq 0, 2$ ; b) Turbulência mecânica para  $0 < Ri < 0, 2$ ; c) Convecção forçada quando  $Ri = 0$ ; d) Convecção livre para  $Ri < 0$ .

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_c \left( \frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) - \overline{(w'c')}_h \left( \frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (2.22)$$

O termo  $K_c$  representa o coeficiente de difusividade de  $C$ . Enquanto isso,  $\gamma_c$  indica a correção do gradiente local que considera a contribuição do fluxo total dos vórtices de larga escala. Por fim, o parâmetro  $\overline{(w'c')}_h$  é responsável pela descrição do fluxo de entranhamento explícito em  $h$ .

Em virtude da dependência de  $Ri$  na solução da função de estabilidade, uma limitação importante é o cálculo do perfil do vento próximo da superfície. Segundo [Kim et al. \(2006\)](#), essa deficiência é ainda maior quando a CLP possui condições entre moderada a forte estabilidade estável. Com isso, [Hong \(2010\)](#) descreveu novas melhorias ao YSU com aprimoramentos direcionados a essas funções. Originalmente, YSU tinha um limite positivo de  $Ri_c$  para toda a coluna atmosférica, o que dificultava o diagnóstico de situações de forte estabilidade. Sendo assim, o ajuste realizado foi manter esse limite apenas no interior da camada superficial. De acordo com o autor, essa nova configuração permitiu um progresso na simulação da temperatura mínima durante o inverno sobre continentes e oceanos. Além disso, houve aumento na qualidade dos prognósticos de sistemas precipitantes onde o vento é importante para o seu desenvolvimento, como a chuva orográfica.

A realização de estudos comparativos entre os esquemas de fechamento local e não-local é necessária para identificação de suas potencialidades e limitações. Por exemplo, [Wolff et al. \(2011\)](#) indicaram alguns comportamentos distintos entre QNSE e YSU através de verificação estatística da temperatura do ar sobre os Estados Unidos. Os resultados indicaram que o YSU obteve as menores dispersões entre modelado e observado nos baixos e médios níveis da troposfera. Todavia, a parametrização QNSE atingiu os menores desvios absolutos no interior da CLP e em altos níveis atmosféricos. [Coniglio et al. \(2013\)](#) descreveram algumas características positivas do MYNN sobre os esquemas MY82, YSU e QNSE para simulação durante condições meteorológicas distintas. Os autores argumentaram que o tratamento mais robusto da umidade do MYNN favoreceu os prognósticos na fase de intenso desenvolvimento convectivo. Sendo assim, os campos termodinâmicos e mecânicos próximos da superfície foram próximos das observações durante a ocorrência da precipitação convectiva.

[Shin et al. \(2012\)](#) verificaram a sensibilidade das parametrizações YSU, ACM2 e MYJ através do refinamento da resolução vertical do WRF. Após reduzir a altura do primeiro nível do modelo, foram encontrados impactos diretos nos fluxos de calor sensível e calor latente,  $U_{10}$ , velocidade de fricção ( $u_*$ ), precipitação, etc. Os autores afirmam que quando essa camada do modelo é inferior a 40 m existe uma tendência da CLP ser mais espessa nos esquemas não-locais. Tal condição indica uma sensibilidade na determinação da altura da CLP devido a intensificação convectiva dos turbilhões. Entre as recomendações sugeridas, a principal delas é expandir o estudo para situações sinóticas em outras regiões, principalmente nos trópicos.

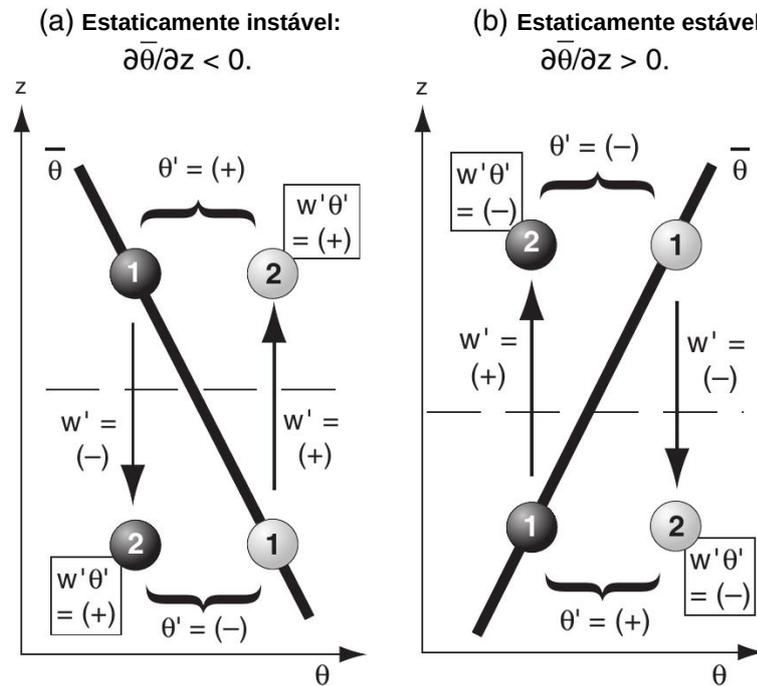
[Cohen et al. \(2015\)](#) revisaram a sensibilidade de diferentes parametrizações de CLP do WRF na simulação de eventos sinóticos severos para o centro dos Estados Unidos. Na região da baixa troposfera foram encontrados os principais erros numéricos na previsão desses sistemas convectivos. As interações geradas pelas trocas de calor, *momentum* e umidade no interior da CLP são complexas para serem computadas nas escalas de subgrade. Nessa escala, os erros encontrados durante as integrações do modelo tendem a se acumular, dificultando a descrição acurada dos padrões de estabilidade atmosférica. O diagnóstico correto da estabilidade é fundamental na determinação desses ambientes convectivos. Além disso, o deslocamento de sistemas convectivos geralmente são mantidos pela intensidade das forçantes de larga escala. Os resultados indicaram que as parametrizações YSU e ACM2 são mais consistentes com as observações na região, simulando uma CLC mais seca e quente durante o verão. Em regiões continentais mais próximas do oceano, a configuração MYNN

indicou maior qualidade no computo das estruturas termodinâmicas da CLP. No contexto geral, os esquemas com fechamento não-local foram superiores na descrição do *lapse rate* e perfil vertical do vento dentro da CLP.

### 2.1.3 Estabilidade e altura da CLP

O conceito da estabilidade atmosférica na CLP está baseado na sua natureza térmica ou mecânica. A primeira avalia a capacidade de convecção da parcela através do empuxo vertical  $w'\theta'$ , definida também como estabilidade estática, mostrado na Figura 2.3. O ar estaticamente instável (mais quente e menos denso) tende a sobrepor a parcela de ar mais densa (e mais fria). Quanto maior for a intensidade negativa desde empuxo, maior profundidade a parcela atingirá verticalmente. O princípio do empuxo positivo favorece as parcelas que são menos densas a ascenderem verticalmente através de plumas convectivas, conhecidas também como termals. Quando a parcela instável se movimenta até um nível de equilíbrio térmico com o ambiente (i.e. próximo do topo da CLC), a parcela tende a permanecer estaticamente estável. Apesar disso, essa definição de interação local da parcela pode ser ineficiente para situações com convecção intensa. A razão é que as termals podem atingir um grande comprimento vertical e não depender apenas do *lapse rate* mas também da própria intensidade de empuxo. Neste caso, o conhecimento dos fluxos turbulentos na superfície terrestre é importante para um diagnóstico mais adequado da estabilidade. Na condição estaticamente estável, o ar pode se tornar instável através da geração de turbulência mecânica causada pelo cisalhamento do vento (STULL, 1988).

Figura 2.3 - Estrutura dos fluxos turbulentos verticais de calor no perfil vertical de  $\theta$  para as condições instável (a) e estável (b) de estabilidade estática

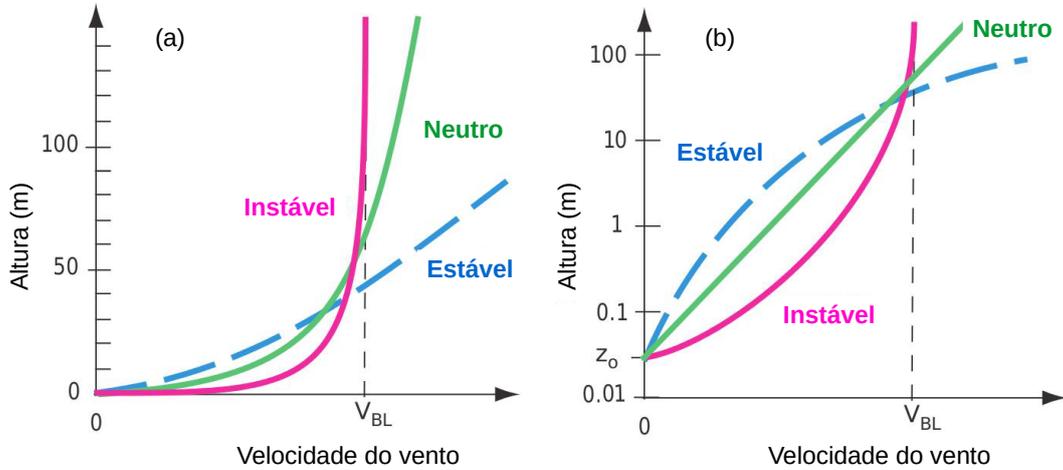


Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

O diagnóstico da estabilidade atmosférica é realizado de formas distintas para a camada superficial ou para a CLP. Na primeira opção, o perfil logarítmico do vento é amplamente difundido em estudos micrometeorológicos, bem como, aplicações em energia eólica (WALLACE; HOBBS, 2006). Resumidamente, essa técnica permite descrever a estabilidade usando relações empíricas através dos conceitos da teoria da similaridade. Porém, a necessidade de informações referentes ao termo  $L$  para corrigir o perfil devido à estabilidade atmosférica próxima da superfície é uma limitação dessa abordagem. Na ausência de  $L$ , deve ser assumido que a atmosfera superficial é neutra, resultando na ausência de curvatura do perfil vertical do vento (Figura 2.4b).

Acima da camada superficial, um método bastante empregado em estudos observacionais e numéricos é o número de Richardson *bulk*, representado por  $Ri_b$  (SEIBERT et al., 2000; XIE et al., 2012; BANKS et al., 2016). A vantagem desse termo é sua possibilidade de cálculo através de dados pontuais e não contínuos. Por exemplo, sua aplicação na meteorologia é bastante comum por possibilitar o uso de perfis atmosféricos observados por radiossondas, como também, de resultados de mode-

Figura 2.4 - Perfil vertical do vento em escala linear (a) e logarítmica (b) para diferentes condições de estabilidade atmosférica.  $V_{BL}$  representa a velocidade do vento do topo da CLP.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

los atmosféricos. A limitação dessa técnica é sua natureza diagnóstica, permitindo indicar apenas o tipo de regime turbulento e não a sua intensidade. O valor desse parâmetro apresenta o tipo de estabilidade atmosférica e sua natureza, seja provocada por turbulência mecânica ou turbulência térmica, como mostra a Equação 2.23. O termo  $(g/T_v)(\Delta\theta_v\Delta z)$  representa a contribuição do empuxo térmico enquanto o denominador mostra o termo de turbulência mecânica. Um problema comum no uso do  $Ri$  é delimitar o momento de transição do escoamento, quando este torna laminar ou turbulento. Este limiar crítico é geralmente definido como 0,25 e separa a transição entre o escoamento completamente turbulento e o escoamento intermitentemente turbulento (STULL, 1988; STENSRUD, 2007; FOKEN, 2008). Sua função relaciona a estabilidade térmica causada pelo empuxo convectivo com a estabilidade dinâmica gerada pelo cisalhamento vertical do vento:

$$Ri_b = \frac{g}{\theta_v} \frac{\Delta\theta_v\Delta z}{\Delta u^2 + \Delta v^2} \quad (2.23)$$

A definição dos parâmetros são representados como:  $g$  - aceleração da gravidade;  $z$  - altura;  $\theta_v$  - temperatura potencial virtual;  $u$  e  $v$  - componentes zonal e meridional do vento, respectivamente. O termo  $Ri_b$  será referido como  $Ri$  neste trabalho.

Um índice que permite o diagnóstico da instabilidade na região mais próxima da

superfície é o cálculo da energia potencial disponível para convecção na camada de mistura, ou *Mixed Layer CAPE* (*MLCAPE*). Esse parâmetro traduz as condições disponíveis para convecção da parcela de ar, posicionada nos menores 100 hPa de altura, ascender até o nível de convecção espontânea (NCE), desconsiderando o entranhamento desta parcela. Sua formulação (Equação 2.24) depende da estratificação térmica e de umidade entre o NCE até o nível de equilíbrio convectivo (NEC). O NCE representa o nível onde há energia potencial positiva para iniciação convectiva da parcela. O NEC delimita a altura onde a parcela já não possui temperatura maior que o ambiente, cessando seu movimento vertical em função da sua estabilidade. Os valores inferiores a  $1.000 \text{ J kg}^{-1}$  são considerados pequenos para convecção profunda, adequados para convecção moderada entre  $1.000$  a  $2.500 \text{ J kg}^{-1}$ , ideais para convecção profunda quando  $2.500$  a  $4.000 \text{ J kg}^{-1}$  e acima deste limite, definido como convecção extrema. Esses valores são assumidos para o CAPE (WALLACE; HOBBS, 2006), mas também há estudos que adotam esses limites para o *MLCAPE* (CONGLIO et al., 2013; COHEN et al., 2015). A aplicação do *MLCAPE* tem sido adotada para estudos voltados a verificação numérica de parametrizações de CLP. Cohen et al. (2015) justifica que a instabilidade convectiva na região entre 0 e 3 km de altura é fundamental para o desenvolvimento convectivo de sistemas de tempo severo, cujas simulações costumam ter dificuldades em representar adequadamente. A formulação do *MLCAPE* pode ser expressa como (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010):

$$MLCAPE = g \int_{NCE}^{NEC} \frac{T'_v}{\bar{T}_v} dz \quad (2.24)$$

Os termo  $T'_v$  e  $\bar{T}_v$  representam os valores turbulento e médio da temperatura virtual da parcela de ar, respectivamente.

A avaliação destes parâmetros termodinâmicos e mecânicos auxilia no entendimento das interações entre superfície - oceano - atmosfera da região tropical. A maior quantidade de energia disponível exerce papel importante no desenvolvimento de sistemas precipitantes, como na ZCIT. A tendência de saturação de umidade e estabilidade estável favorece a presença de nuvens baixas sobre os oceanos tropicais e zonas costeiras (KRISHNAMURTI et al., 2013). Os mecanismos físicos que exercem importante função nestas nuvens são(WOOD; BRETHERTON, 2004): a taxa de entranhamento (CLP  $\rightarrow$  atmosfera livre) e de detranhamento (atmosfera livre  $\rightarrow$  CLP); a mistura vertical turbulenta; as termals, ou seja, a ascensão de plumas convectivas transportando calor e umidade. O tipo de nuvem mais comum para a CLP estável (CLE) são as estratiformes, e em alguns casos, cúmulos rasa. Sua natureza não-convectiva é de

complexa observação e previsão por sua escala espacial e temporal. Embora estas nuvens possam apresentar topo quente ( $T = 0^\circ\text{C}$ ), a ocorrência de precipitação é possível e tem sido observada em diferentes regiões do Brasil, como em Alcântara (CALHEIROS, 2013). Uma característica importante destas nuvens baixas é que sua formação não depende predominantemente da instabilidade convectiva, mas, sim, da saturação de umidade e da estabilidade estável. A mistura vertical turbulenta, produzida pelo cisalhamento do vento, também exerce influência na formação de nuvens baixas através do transporte de umidade e núcleos de condensação. A combinação desses mecanismos térmicos e mecânicos é presente na CLP estável (HOLTSLAG et al., 2013), que se forma naturalmente à noite. Sendo assim, a CLE tem uma relação importante com a precipitação noturna, cujo volume tende a ser elevado nos trópicos e em alguns locais (e.g. oceanos e zonas costeiras), superior ao volume diurno (NESBITT; ZIPSER, 2003; RICKENBACH, 2004).

O diagnóstico da altura da CLP é um importante parâmetro meteorológico para estudos observacionais e numéricos. Contudo, a estimativa desse parâmetro é complexa em virtude das variações de temperatura e vento, que alteram a estrutura das suas forçantes. Com isso, a comunidade científica adota diferentes nomenclaturas para definir a espessura, pois o termo  $z_i$  é usado para indicar a base da inversão térmica e  $h$  como o topo da CLP (STULL, 1988; ARYA, 2001). Na situação estável, a altura da camada é nomeada de  $h$ , já que a interação de entranhamento com a atmosfera livre é inexistente. Em virtude destas convenções, alguns trabalhos representam a altura da CLP como  $h$  (LIU; LIANG, 2010; ZHANG et al., 2014; TASTULA et al., 2016). Portanto, essa nomenclatura mais abrangente será adotada neste trabalho.

A contribuição vertical das forçantes térmicas e mecânicas pode impulsionar (na situação instável) ou dificultar (situação estável) a espessura da CLP. Durante a noite, o topo da camada varia entre algumas dezenas a poucas centenas de metros. A crescimento da CLC é mais intenso durante o dia em virtude da instabilidade convectiva, podendo superar os 2 ou 3 km de altura, variando conforme as condições geográficas e meteorológicas (WALLACE; HOBBS, 2006). O conhecimento da  $h$  é fundamental para diversas finalidades, principalmente para verificar o impacto da dispersão de poluentes e a qualidade do ar (LIU; LIANG, 2010).

A estimativa de  $h$  é geralmente obtida através de perfis verticais de temperatura e vento. Em áreas com terreno homogêneo, esse valor pode ser calculado através das observações de fluxos superficiais de calor sensível e de *momentum* seguindo o método de Batchvarova e Gryning (1991). Para topografia heterogênea, os aspectos

geográficos e meteorológicos elevam a complexidade da sua determinação, em virtude da criação de subcamadas com propriedades físicas e dinâmicas individuais, como a CLI. De todo modo, Garratt (1990) documenta metodologias para a estimativa do topo da camada limite nestas condições mais complexas, de acordo com o tipo de estabilidade atmosférica presente. Hanna (1969) sugeriu um algoritmo para determinar  $h$  através do valor de  $Ri$ , definindo essa altura onde o número de Richardson fosse igual ou superior a 0,5. Recentemente, Zhang et al. (2014) aprimoraram essa técnica de Hanna (1969), tornando o algoritmo ajustável de acordo com o tipo de estabilidade presente, principalmente nas situações de fraca ou forte estabilidade. Por outro lado, o conceito mais comum para determinação do topo da CLP é através da verificação da inversão térmica (STULL, 1988; SEIBERT et al., 2000; SANTOS; FISCH, 2007). Em resumo, este método indica  $h$  no nível onde ocorre uma inversão térmica positiva logo acima de uma camada mista cujo gradiente vertical térmico é próximo da neutralidade.

Neste contexto, Liu e Liang (2010), doravante LL10, propuseram um algoritmo para estimar a profundidade da CLP seguindo o método da inversão térmica. A vantagem de LL10 é a robustez física que permite calibração dos parâmetros internos. A estrutura desse algoritmo permite o cálculo automatizado do topo da CLP para um banco de dados que, dependendo da quantidade de informações processadas, reduz o esforço da análise individual para cada perfil vertical. A aplicação deste método implica em assumir dois critérios: a) Os dados possuem resolução vertical entre 1 a 10 hPa; b) Considerar os valores de  $\theta$  em vez de  $\theta_v$ , devido a limitações presentes na medição da umidade do ar. A vantagem deste método é a sua facilidade de configuração física e de automatização, sendo uma opção interessante quando um grande volume de dados é usado.

Primeiramente, o método LL10 verifica o tipo de estabilidade atmosférica presente na CLP através do  $\partial\theta/\partial z$  entre duas alturas. Para tal, é calculado  $\Delta\theta$  entre a segunda altura ( $z_2$ ) acima da superfície e o quinto nível da radiossonda ( $z_5$ ). Como a altura das radiossondas não possuem níveis padronizados, uma possibilidade é interpolar verticalmente estes perfis, com um maior refinamento nos níveis abaixo de 3 km. Além disto, os autores ressaltam que  $z_5$  deve ser  $\geq 150$  m para reduzir os efeitos da superfície terrestre. O tipo de estabilidade da CLP é obtido após comparar  $\Delta\theta$  com um limiar mínimo de inversão térmica, denominado de  $\delta_s$ . Os regimes da CLP são categorizados em instável, estável ou neutra através dos seguintes critérios:

$$\theta_{z_5} - \theta_{z_2} = \begin{cases} < -\delta_s, & \textit{instavel} \\ > +\delta_s, & \textit{estavel} \\ -\delta_s < \Delta\theta < \delta_s, & \textit{neutra} \end{cases} \quad (2.25)$$

Onde:  $\delta_s$ : Valor mínimo de inversão térmica no topo da CLP;  $\theta_{z_5}$  e  $\theta_{z_2}$ : Temperatura potencial no 5º e 2º nível vertical da radiossonda.

A CLP é definida então como instável no primeiro nível  $z$  onde o movimento vertical tende ao cessamento. A partir desta altura o empuxo tende à neutralidade. Objetivamente, o parâmetro  $h$  é definido no primeiro momento quando  $\theta_z \geq \delta_u$ , que corresponde ao incremento térmico mínimo de empuxo térmico, como apresentado na Equação 2.26. O caso de neutralidade é similar ao caso instável, mas ignorando a zona de entranhamento no seu topo. Nas situações próximas da neutralidade onde o perfil de  $\theta$  pode ser inconclusivo, LL10 define a CLP como neutra.

$$\theta_z - \theta_1 \geq \delta_u \quad (2.26)$$

Onde:  $\theta_z$  indica a temperatura potencial na altura  $z$ ;  $\theta_1$  é a temperatura potencial no primeiro nível da radiossonda acima da superfície;  $\delta_u$  representa o incremento mínimo de empuxo de  $\theta$ .

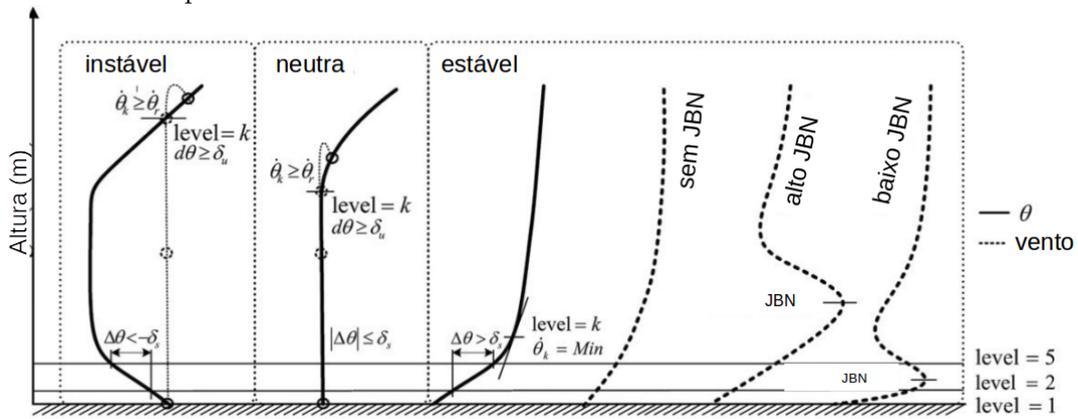
O cálculo para condição estável possui duas etapas adicionais. A primeira é baseada na obtenção no perfil da velocidade do vento, verificando se existe jato de baixo nível (JBN). Neste caso,  $h$  será a altura onde a  $U \geq 2 \text{ m s}^{-1}$  nos seus níveis adjacentes. Caso não seja encontrado JBN, o procedimento seguinte é iniciado através da análise do perfil térmico.

Nesta segunda possibilidade, é avaliada a curvatura do perfil de  $\theta$  e a verificação do gradiente térmico entre camadas distintas. Para o primeiro caso,  $h$  será a altura  $k$  onde o  $\partial\theta/\partial z$  ( $\dot{\theta}_k$ ) for menor que parâmetro de curvatura mínima do perfil, denominado de  $\delta$  e dado em  $\text{K km}^{-1}$ . Caso a altura seja indeterminada, a segunda verificação buscará o primeiro nível  $k$  onde as duas alturas superiores apresentem uma variação térmica menor que o limiar de  $\partial\theta/\partial z$  ( $\dot{\theta}_r$ ) é definido como topo da camada.

$$h = \begin{cases} \dot{\theta}_k - \dot{\theta}_{k-1} < -\delta, & \text{ou} \\ \dot{\theta}_{k+1} < \dot{\theta}_r, \dot{\theta}_{k+2} < \dot{\theta}_r \end{cases} \quad (2.27)$$

Os parâmetros  $\delta_s$ ,  $\delta_u$  e  $\delta$  sugeridos por LL10 foram 1 K, 0,5 K e 4 K  $\text{km}^{-1}$ , respectivamente. Contudo, os autores afirmam que esses valores são sensíveis ao tipo de superfície e condição meteorológica, resultando na necessidade de ajustes de sensibilidade. A esquematização desta metodologia é apresentada na Figura 2.5.

Figura 2.5 - Esquematização da metodologia LL10 para perfis verticais de  $\theta$  para CLP instável, estável e neutra, ilustrando a posição dos dois níveis considerados nos perfis.



Fonte: Adaptado de Liu e Liang (2010).

## 2.2 Estudos no Centro de Lançamento de Alcântara

Fisch (1999) descreve as características do vento próximo da superfície através de dados observados na torre anemométrica do CLA. O vento observado é predominante de nordeste, em função da incidência dos ventos alísios desde o Hemisfério Norte até a região. Por fim, uma subdivisão em três camadas foi observada nos dados da torre, onde o autor classificou da seguinte forma: a) 6 a 10 m, influenciada diretamente pela vegetação local; b) 10 a 43 m, impactada pela brisa marítima; c) 43 a 70 m, características oceânicas transportadas horizontalmente através do vento. Ao avaliar o índice de turbulência (I), calculado através da razão do desvio padrão da velocidade do vento ( $\sigma_U$ ) com a velocidade média do vento ( $\bar{U}$ ), foi reportado que os ventos no período chuvoso são menos intensos que o período seco. O motivo é que as rajadas de vento e correntes descendentes de ar (*downdrafts*) causadas pelos

sistemas precipitantes elevam a variabilidade do escoamento próximo da superfície.

Pereira et al. (2002) descreveram as características climatológicas da região com medições em superfície entre 1993-1999. Os meses mais chuvosos e secos foram diagnosticados para março e setembro, respectivamente. Os padrões médios encontrados foram: a)  $T_2$ : Amplitude média anual de 1,3 °C, sendo novembro o mês mais quente ( $\cong 28$  °C) e março o mais frio ( $\cong 27$  °C). No ciclo horário, a temperatura mínima ocorre entre 5 e 6 horas no local (h), com temperatura máxima às 13 h; b) Umidade relativa ( $UR_2$ ): Amplitude de 12% com média de 89% nos meses chuvosos e 77% nos meses secos; (c)  $U_{10}$ : Nos meses chuvosos, o vento é menos intenso e o escoamento atmosférico é mais turbulento, enquanto nos meses secos ocorre o contrário. No ciclo horário, o vento é mais intenso entre 9 e 16 h; (d) Torre anemométrica: A velocidade do vento variou de 2 a 4 m s<sup>-1</sup> entre o nível mais baixo (i.e. 6 m) e mais alto (i.e. 70 m) para o período chuvoso. Durante a estação seca, este intervalo aumenta para 4 a 8 m s<sup>-1</sup>.

Roballo e Fisch (2008) realizaram experimentos com um túnel de vento para reproduzir a CLP de Alcântara em uma escala de 1:1.000. O objetivo foi analisar o perfil logarítmico do vento e obter seus parâmetros aerodinâmicos, como  $u_*$  e comprimento de rugosidade ( $z_0$ ). Os autores usaram dados coletados entre 1995 a 1999 e 2004 a 2005 na torre anemométrica. As observações indicaram que o perfil do vento possuem variação sazonal. Durante o período chuvoso,  $u_*$  variou entre  $0,32 \pm 0,13$  m s<sup>-1</sup> e  $z_0$  entre  $0,19 \pm 0,32$  m. No intervalo seco,  $u_*$  foi de  $0,46 \pm 0,32$  m s<sup>-1</sup> e  $z_0$  de  $0,06 \pm 0,05$  m. Estas informações são importantes para validação de parametrizações físicas de camada superficial que resolvem o vento próximo da superfície. Os ensaios no túnel de vento mostraram a sensibilidade do vento em função da morfologia da falésia. Com isso, sugerem que os estudos futuros para a região investiguem a estrutura vertical do vento durante a ocorrência de eventos precipitantes.

Sendo assim, Gislser (2009) investigou este perfil vertical do vento e sua relação com os sistemas meteorológicos de meso e larga escala atuantes no CLA. A estabilidade atmosférica da CLP foi assumida como neutra apenas quando  $U \geq 10$  m s<sup>-1</sup>, seguindo o critério de Loredou-Souza et al. (2004). Por meio de experimentos em túnel de vento, os autores propuseram este critério por considerar que os efeitos turbulentos térmicos são suprimidos pelos fatores dinâmicos devido a maior intensidade do vento. Portanto, este limiar de neutralidade local foi adotado posteriormente em estudos observacionais (PIRES, 2009) e numéricos (REUTER, 2013; SILVA, 2013) na região do CLA. Todavia, a validade deste conceito não foi avaliada para condições atmosféricas

reais. Através de distribuições estatísticas e análise de componentes principais, o autor verificou que o acoplamento entre os níveis da torre anemométrica possuem boa correlação ( $\geq 70\%$ ). Um resultado também importante de Gisler foi identificar a predominância de  $\geq 93\%$  da relação da brisa marítima e dos ventos alísios com o vento próximo da superfície, seja na época seca ou chuvosa.

Para entender as propriedades físicas e a estrutura da CLP entre oceano e continente da região, Reuter et al. (2004) observaram que  $h$  em Alcântara decai mais rapidamente ao entardecer do que sobre o mar próximo. No oceano, o vento é mais intenso durante noite e com direção frequente de nordeste (NE) a sudeste (SE). Porém, a magnitude é superior durante a tarde e associada à brisa marítima local no continente, com maior frequência na direção de NE. Fisch (2012) comparou os valores de  $h$  calculados através de medições de microrradiômetro e de radiossondas operadas durante a campanha experimental do Projeto CHUVA em março de 2010 em Alcântara. Seus resultados indicaram que há uma tendência de superestimativa de  $h$  usando os dados das radiossondas em comparação com o microrradiômetro em até 1 km de altura, sendo também entre 1 a 1,2 °C mais quentes na camada de 400 a 500 m. Aproximadamente 60% das estimativas do sensor remoto foram em torno de 600 m. A principal limitação deste instrumento instalado em superfície foram as superestimativas de  $h$  durante o período noturno. A ocorrência de precipitação pode ter diminuído a sua eficácia pois este instrumento é limitado em ambientes próximos da saturação de umidade atmosférica.

Os estudos numéricos realizados para o CLA tiveram como principal objetivo verificar a qualidade de modelos regionais na determinação do perfil vertical do vento. Inicialmente, Pires (2009) realizou uma investigação observacional e numérica para entender a estrutura da CLI local. As observações foram baseadas em medições da torre anemométrica e também por experimentos em laboratório com túnel de vento. Os experimentos usaram métodos de simulação numérica direta (*DNS*, em inglês), que simulam o escoamento em microescala de dezenas de metros ou menos. A partir dessas informações, o autor verificou que a  $\bar{h}$  da CLI é aproximado em 17 m, cujo perfil do vento é bastante sensível a presença e ao formato das falésias. Além disto, a intensidade da recirculação e espessura da CLI está também condicionada a direção do escoamento. Buscando compreender os efeitos geográficos do local em uma escala regional, Reuter (2013) aplicou o modelo MM5 para a previsão e simulação durante época seca (setembro/2008) e chuvosa (março/2010), usando diferentes parametrizações físicas de CLP. Em geral, os resultados mostraram que todos os esquemas avaliados subestimaram o vento meridional próximo da superfície. Durante

o período chuvoso, a parametrização de CLP (ZHANG; ANTHES, 1982) avaliada no MM5 foi mais eficiente na simulação de ventos intensos em baixos níveis. Através de experimentos de sensibilidade numérica (domínios, resolução horizontal e vertical), o autor observou que não houve ganho significativo na determinação do perfil do vento.

O trabalho de Silva (2013) seguiu nessa temática, agora buscando aprimorar as estimativas do perfil de vento de Alcântara durante a passagem da ZCIT durante março de 2010 através do modelo WRF. Adicionalmente, o autor analisou a sensibilidade da resolução horizontal e vertical e de parametrizações de CLP. Seus resultados descrevem que os *downdrafts* impactaram acentuadamente o vento observado no local. Além disso, os experimentos numéricos não foram sensíveis às configurações de resolução espacial. Durante uma análise comparativa entre período seco (setembro/2008) e chuvoso (março/2010), o autor constatou que os esquemas ACM2 e MYNN obtiveram os melhores desempenhos, respectivamente. No modo geral, o mês chuvoso reduziu globalmente a qualidade de todos os esquemas físicos de CLP analisados. Porém, a justificativa para este comportamento não foi discutida em função da estrutura de cada parametrização, mas sim em função do sistema sinótico e da complexidade geográfica da região.

No contexto geral, todos os estudos numéricos abordados para o CLA sugerem a avaliação da inclusão da topografia em alta resolução nas simulações regionais. A justificativa dos autores é de que mesmo após testes de sensibilidade numérica e física com diferentes modelos e parametrizações, as limitações na determinação do vento permanecem semelhantes. A argumentação desses trabalhos é sustentada por outros autores que mostraram diferentes impactos no uso de relevo refinado na modelagem do vento. Teixeira et al. (2014) mostra que a inclusão de topografia atualizada e refinada não apresenta ganho satisfatório na simulação de campos em superfície cujo terreno é suavizado. Porém, em áreas onde a topografia é mais complexa, a simulação da precipitação é consideravelmente aprimorada em virtude da melhor descrição do gradiente de pressão próximo da superfície.



### 3 DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 Descrição do local estudado

A área de estudo é o Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), situado a 25 km de São Luiz, capital do estado do Maranhão. Suas características geográficas são de vegetação mista e relevo irregular. O relevo local apresenta altitude predominantemente inferior a 60 m. Na faixa costeira há uma mudança abrupta devido à presença de falésias, cuja altura média é de 40 m, como mostra a Figura 3.1. De acordo com as informações disponíveis nos mapas interativos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) <<http://mapas.ibge.gov.br>>, os tipos de vegetação encontrados são de restinga, além de zonas de transição entre o semiárido e florestas tropicais úmidas.

Figura 3.1 - Imagens do Centro de Lançamento de Alcântara, com visualização aberta da região (a) e ampliada sobre a base de lançamento (b).



(a) Vista aérea do CLA

(b) Veículo lançador de satélites

Fonte: Agência Espacial Brasileira <<http://www2.fab.mil.br/cla>>.

Os aspectos climáticos mais importantes de Alcântara são aqueles ligados ao regime pluviométrico e ao vento. A amplitude anual de temperatura e umidade é baixa em virtude das características costeiras do local e situar-se próximo à linha do Equador (PEREIRA et al., 2002). Existem duas estações pluviométricas bem distintas no ano, sendo o período chuvoso definido entre janeiro a junho (com pico de precipitação entre março a abril) e período seco entre julho a dezembro. Na estação chuvosa, o volume climatológico de precipitação acumulada é superior a  $300 \text{ mm m\textsuperscript{-1}}$ , enquanto na estação seca, este índice é inferior a  $15 \text{ mm m\textsuperscript{-1}}$ . O ciclo horário da precipitação indica maiores índices no período noturno, entre 21 e 9 h. De acordo com Kousky

(1980), tal fato é resultado da convergência local gerada pela advecção oceânica com a advecção continental sobre a região. Em relação ao vento, a intensidade e direção deste campo são influenciadas não apenas pelos sistemas precipitantes locais, mas por circulações de meso e larga escala, como brisas marítimas e ventos alísios de nordeste. A velocidade média do vento durante a estação seca é superior ao período chuvoso. No ciclo horário, sua velocidade é tipicamente maior durante 9 a 16 h, sendo tal comportamento é comumente associado ao acoplamento das brisas marítimas com os alísios (GISLER, 2009; PIRES, 2009). Os ventos alísios são responsáveis pela predominância na direção do vento na faixa litorânea da região.

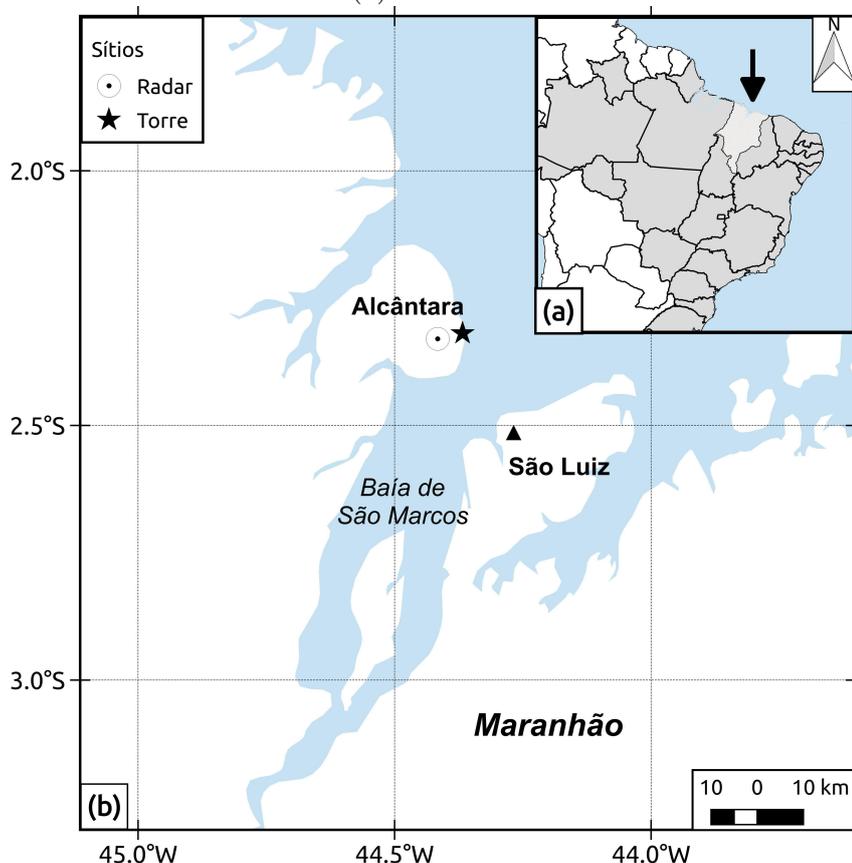
## 3.2 Dados

### a) Projeto CHUVA

Os dados meteorológicos usados neste trabalho foram coletados na primeira campanha experimental do Projeto CHUVA entre 1 a 25 de março de 2010. A execução do projeto ocorreu em diferentes sítios experimentais, porém este estudo se concentra apenas em três instalados dentro das dependências do CLA, como ilustrado na Figura 3.2. O sítio principal foi na posição do radar meteorológico ( $2^{\circ}19'48''S$ ;  $44^{\circ}25'W$ ; 45 m), enquanto local considerado foi onde esteve instalado a torre anemométrica ( $2^{\circ}19'8.7''S$ ;  $44^{\circ}22'3.3''W$ ; 48 m). A distância entre esses locais é de 6,2 km

A estação meteorológica automática registrou a série temporal de temperatura do ar em 2 m ( $T_2$ ), umidade relativa em 2 m ( $UR_2$ ), velocidade ( $U_{10}$ ) e direção ( $DV_{10}$ ) do vento em 10 m, todos com taxa de amostragem de 10 minutos. A precipitação ( $PCP$ ) foi coletada a cada 1 minuto no pluviômetro instalado no sítio principal. O perfil vertical do vento foi registrado na torre anemométrica com 6 níveis de medição: 6; 10; 16,3; 28,5; 43; e 70 m. No nível de 6 m da torre também foram coletadas informações de temperatura do ar ( $T_6$ ). Os perfis verticais foram analisados através das informações de radiossondas, lançadas no sítio principal. As radiossondas possuem resolução vertical próxima a 10 m e foram lançadas diariamente nos horários de 0, 6, 12 e 18 UTC (a conversão horária local corresponde à UTC-3) coletando as seguintes informações: altura (m), tempo (s), taxa de ascensão ( $m s^{-1}$ ), pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar ( $^{\circ}C$ ), umidade relativa (%), velocidade ( $m s^{-1}$ ) e direção ( $^{\circ}$ ) do vento. As informações referentes à medições de fluxos turbulentos não foram consideradas em virtude da ausência de instrumentação meteorológica necessária. A Tabela 3.1 traz a lista de instrumentos usados, com informações sobre estas características e sítio experimental onde estiveram instalados.

Figura 3.2 - Localização dos sítios experimentais operados durante o Projeto CHUVA no Centro de Lançamento de Alcântara (b), com região destacada ao norte do estado do Maranhão (a).



Fonte: Produção do autor.

Durante a campanha experimental, alguns sistemas sinóticos importantes atuaram sobre a região. O boletim climático produzido pelo CPTEC/INPE (CLIMANÁLISE, 2010) registra que a anomalia negativa de precipitação foi de 40% durante março de 2010. Segundo o boletim, três diferentes eventos meteorológicos foram identificados sobre a área de estudo. Inicialmente, um período seco foi observado entre os dias 1 e 9, seguido por precipitação causada pela passagem do VCAN até o dia 14. Por último, a partir de 18 de março houve registro de precipitação intensa com a aproximação da ZCIT para costa norte do nordeste brasileiro. A Figura 3.3 mostra as cartas sinóticas de altitude (250 hPa) e as imagens de satélite durante estes eventos. As linhas de corrente foram predominantes de nordeste a leste no período seco em baixos níveis (não mostrada), enquanto em altos níveis havia uma região de difluência que desfavoreceu a precipitação na região (Figura 3.3a). A partir da 2ª semana do mês, o posicionamento do centro do VCAN (Figura 3.3b,e) esteve nas

Tabela 3.1 - Lista de instrumentos usados e suas respectivas variáveis observadas, resolução espacial e temporal e sítio onde foi instalado. Os subscritos 2 e 10 referem-se a altura de observação, em metros.

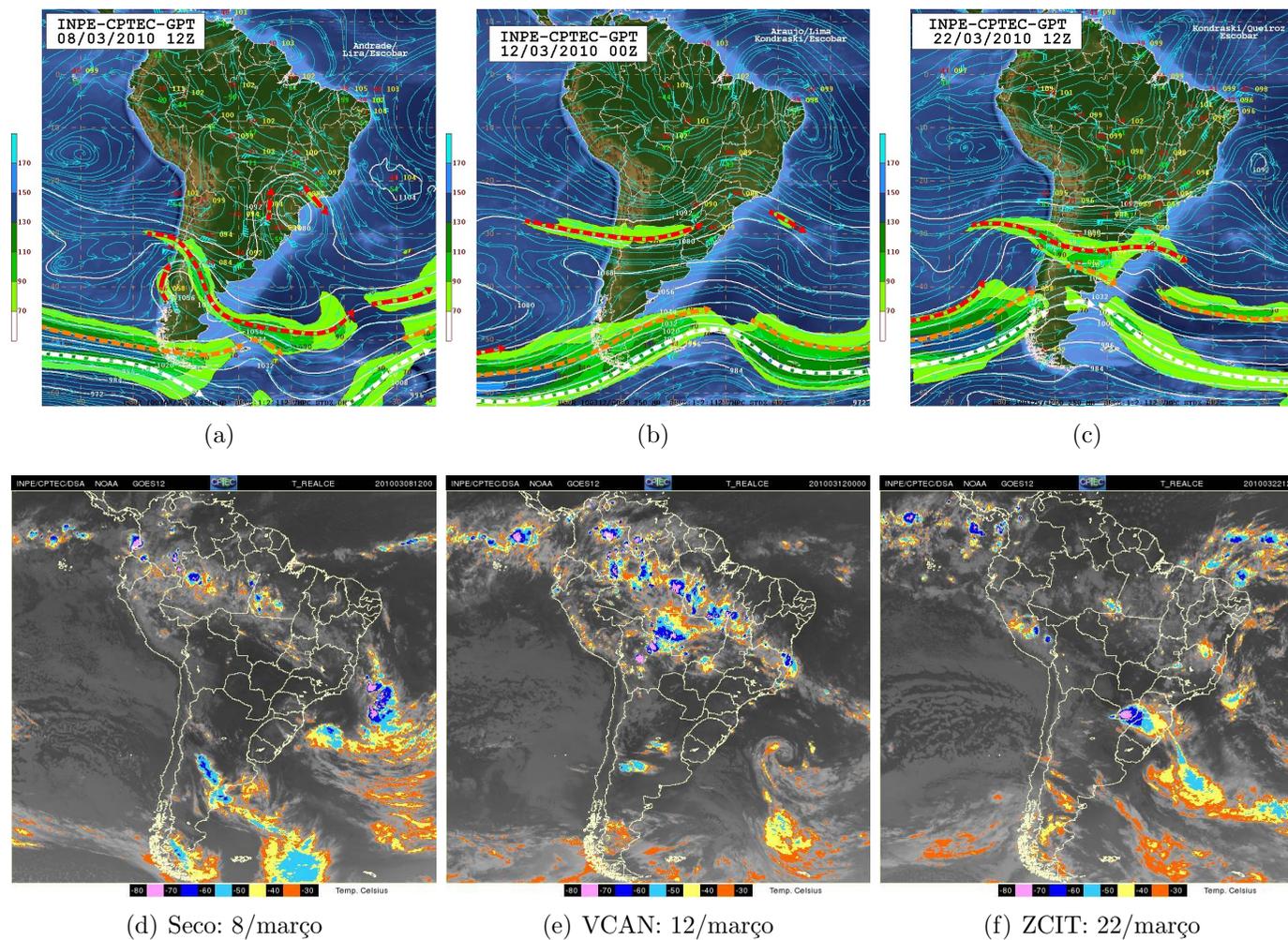
Instrumento	Parâmetro	Resolução espacial	Resolução temporal	Local
Estação meteorológica automática	$P, T_2, UR_2, u_{10}, v_{10}$	-	1 min	Radar
Radiossonda	$P, T, UR, u, v$	$\cong 10$ m	2 s	Radar
Pluviômetro	PCP	-	1 min	Radar
Torre anemométrica	$U, DV$	Entre 4 a 20 m	10 min	Torre

proximidades da costa leste do Brasil, desfavorecendo sobre esta região e permitindo precipitação no centro-norte do NEB. A borda ocidental deste sistema provocou intensa precipitação entre os dias 11 a 14, como o volume total de precipitação de 162,2 mm no dia 13 em São Luiz-MA. Neste período, houve transporte de umidade atmosférica sobre o oceano Atlântico Equatorial para a direção da intensa confluência em baixos níveis sobre a faixa litorânea. A última semana do mês recebeu o maior volume de precipitação (figura não mostrada) após o deslocamento da ZCIT de  $5^\circ\text{N}$  para o litoral. A intensificação do vento de nordeste e forte confluência em baixos níveis a partir do dia 22 (Figura 3.3c,f) esteve configurada predominantemente nos dias seguintes.

## b) Análises do NCEP

As análises finais do *Global Forecast System* (FNL/GFS) do NCEP foram usadas em diferentes etapas do trabalho e estão disponíveis em <<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>>. No início, o estudo observacional fez uso destas informações para o diagnóstico das condições sinóticas durante março de 2010. Em seguida, os dados FNL foram usados como condições iniciais e de fronteira dos experimentos numéricos tridimensionais. As informações possuem resolução horizontal de  $1^\circ$  ( $\cong 111$  km) e temporal de 6 horas, com 26 níveis verticais, desde a superfície até 10 hPa.

Figura 3.3 - Cartas sinóticas em altitude (a, b, c) e imagens da temperatura realçada do canal infravermelho do satélite GOES-12 (d, e, f) referentes aos eventos seco, VCAN e ZCIT, respectivamente.



Fonte: CPTEC/INPE.

### 3.3 Metodologia

#### 3.3.1 Estudo observacional

Os estudos produzidos até então com os dados coletados na campanha de Alcântara no CHUVA estiveram concentrados no contexto microfísico e/ou sinótico dos eventos precipitantes (FISCH, 2012; CALHEIROS, 2013; REUTER, 2013; SILVA, 2013; MACHADO et al., 2014; IRIART, 2015). Uma análise do impacto destes sistemas na evolução e na estrutura da CLP ainda não foi produzido. A metodologia observacional deste trabalho se concentra na caracterização dos ciclos diurnos e noturnos em superfície e dos perfis verticais durante todo o período disponível dos dados. Também foram selecionados três dias de cada evento para determinação dos seus padrões médios e validação dos experimentos numéricos. O critério de seleção destes intervalos foi escolher 72 horas em cada período com a maior disponibilidade de dados possível. Após verificação do banco de dados, foi constatado um percentual entre 94% ( $T_2$ ,  $q_2$ ) a 96% ( $U_{10}$ ,  $DV_{10}$ ) em março de 2010. Não houve ausências/falhas nas informações obtidas pelas radiossondas. Entretanto, algumas falhas nas medições em superfície ocorreram durante os eventos VCAN e ZCIT. Em vista disso, os intervalos selecionados iniciaram e terminaram em 0 UTC dos seguintes dias: Seco - 7 a 10/3/2010; VCAN - 11 a 14/3/2010; e ZCIT - 20 a 23/3/2010.

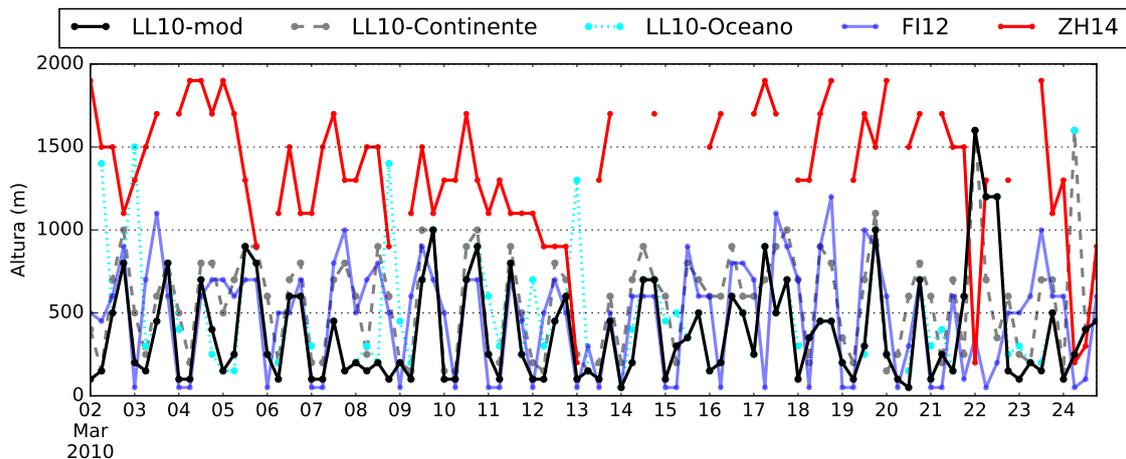
A evolução temporal dos campos em superfície considerou os campos:  $T_2$ ,  $q_2$ ,  $U_{10}$ ,  $DV_{10}$ ,  $u_{10}$ ,  $v_{10}$ , e precipitação. Esta última foi analisada em função do total acumulado diário e da taxa horária, classificada como: 0 a 1 mm h<sup>-1</sup> - precipitação ausente; 1 a 5 mm h<sup>-1</sup> - precipitação fraca; 5 a 25 mm h<sup>-1</sup> - precipitação forte; 25 a 50 mm h<sup>-1</sup> - precipitação intensa. Estes critérios foram definidos para identificar a evolução horária da magnitude dos eventos. Os perfis verticais coletados nas radiossondas foram interpolados verticalmente para padronizar as informações e permitir o cálculo dos valores médios. A interpolação aplicada foi em escala linear para diferentes camadas, considerando os seguintes critérios: entre 0 a 100 m de altura com 20 m de incremento; entre 100 a 500 m com 50 m; 500 a 2.000 m com 100 m. Acima de 2 km de altura, o intervalo definido foi de 200 m.

A determinação de  $h$  seguiu a metodologia de Liu e Liang (2010), denominada de LL10 e descrita na seção 2.1.3. Os perfis verticais interpolados atendem o critério da resolução vertical próxima a 5 hPa ou a 50 m. Inicialmente, uma verificação usando os parâmetros pré-definidos nesse método foi realizada em comparação com as informações apresentadas por Fisch (2012), que fez uso do mesmo banco de dados experimentais para Alcântara. O topo da CLP é definido quando  $\partial\theta/\partial z$  for  $\geq 2$  K

$\text{km}^{-1}$  por três níveis consecutivos. Além desse método, o algoritmo de Zhang et al. (2014) baseado na estrutura turbulenta da CLP diagnosticada por  $Ri$  também foi aplicado. O algoritmo desses autores segue o conceito de Hanna (1969), calculando  $h$  no nível onde  $Ri$  for  $\geq 0,5$ . Por levar em consideração o cisalhamento vertical do vento, essa metodologia pode apresentar problemas em situações com intensa atividade convectiva e geração de fortes correntes descendentes de ar.

A Figura 3.4 apresenta a série temporal de  $h$  obtida por essas metodologias, através das informações disponíveis das radiossondas. Com exceção de alguns dias (i.e. 7 a 9 e 15 a 19 de março), a diferença entre LL10 ajustado (LL10-mod) e Fisch (2012) é inferior a 150 m. Avaliando a série de LL10 com os valores originais para continente e oceano, foi identificada uma tendência de superestimativa de  $h$ , principalmente nos dias entre 2 a 9 (período mais quente) e 14 a 19 (forte cisalhamento do vento após a ocorrência de precipitação) de março. Sendo assim, a calibração dos termos de LL10 foi baseada nos seguintes limiares:  $\delta_s = 0,1 \text{ K}$ ;  $\delta_u = 0,1 \text{ K}$ ;  $\dot{\theta}_r = 1 \text{ K km}^{-1}$ . Os valores originais de  $\delta_s$ ,  $\delta_u$  e  $\dot{\theta}_r$  sugeridos por Liu e Liang (2010) para continente são, respectivamente, 1 K, 0,5 K e 4 K  $\text{km}^{-1}$ , enquanto para o oceano são 0,2 K, 0,1 K e 0,0005 K  $\text{km}^{-1}$ .

Figura 3.4 - Série temporal de  $h$  obtido por diferentes métodos através dos dados das radiossondas. Os valores de LL10-mod, LL10-Continente, LL10-Oceano, FI12 e ZH14 se referem à versão modificada de Liu e Liang (2010) e aos seus valores originais para continente e oceano, para Fisch (2012) e Zhang et al. (2014), respectivamente. A ausência de informações para ZH14 se deve a situações onde o critério do algoritmo não foi atendido.



Fonte: Produção do autor.

O diagnóstico da estabilidade foi baseado nos valores de  $Ri$ ,  $MLCAPE$  e  $\partial\theta/\partial z$  calculados a partir dos dados das radiossondas. A análise de  $Ri$  segue a classificação proposta por Sorbjan (2010) apresentada na Tabela 3.2. A vantagem desta metodologia é a subdivisão dos regimes de estabilidades na CLP, principalmente nos critérios estáveis (i.e. problema da biestabilidade da CLP estável). A definição das condições fracamente e fortemente estável ainda não possui um consenso, como argumenta Mahrt et al. (1998), pois nem todas as observações da CLP estável indicam os mesmos comportamentos. O regime *fracamente estável* geralmente ocorre diante a incidência de ventos ou sob a presença de nebulosidade, permitindo um resfriamento superficial mais ameno. Por outro lado, a situação *fortemente estável* é estabelecida por ventos fracos e céu claro, favorecendo um resfriamento radiativo da superfície mais intenso. No primeiro caso, a turbulência tende a ser contínua, enquanto no cenário de forte estabilidade, o escoamento turbulento tende a ser fraco ou intermitente, quando próximo da superfície. Mahrt (2013) discute a problemática da biestabilidade da CLP estável de forma mais profunda.

Tabela 3.2 - Classificação de estabilidade atmosférica de Sorbjan (2010).

<b>Regime de estabilidade</b>	<b>Intervalo</b>
Instável	$Ri < 0$
Quase-neutra	$0 \leq Ri < 0,02$
Fracamente estável	$0,02 \leq Ri < 0,12$
Muito estável	$0,12 \leq Ri < 0,7$
Fortemente estável	$Ri \geq 0,7$

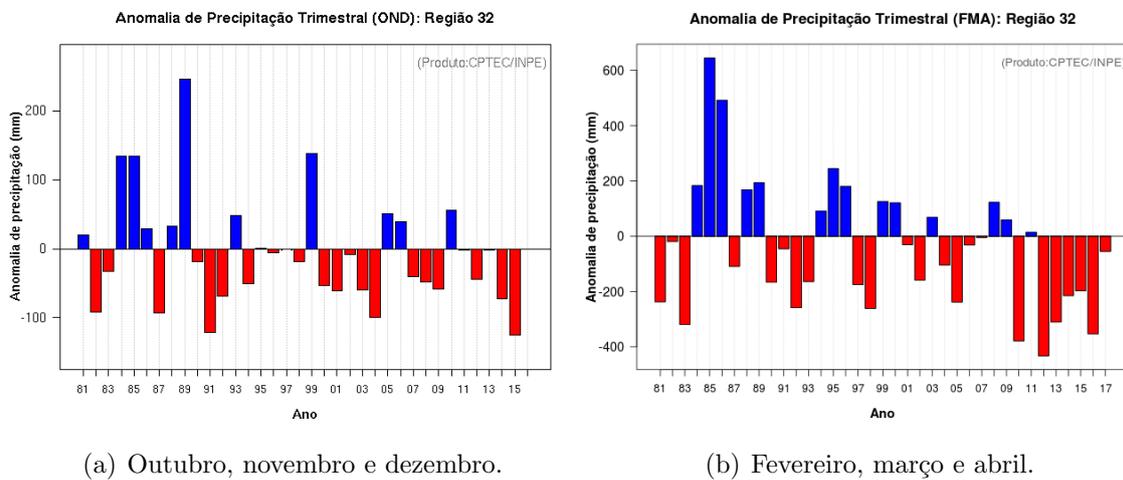
### 3.3.1.1 Estudo complementar: Período seco/2016 e chuvoso/2017

Em virtude da ausência de medições do perfil vertical na torre durante a campanha experimental do CHUVA no CLA, uma análise adicional foi necessária para avaliar a estabilidade estática próxima da superfície. Para tal, foram usados os dados coletados na nova torre anemométrica de 100 m de altura (2°19'8,5"S;44°22'6"W). Os períodos selecionados correspondem a trinta dias referentes às épocas seca (novembro/2016) e chuvosa (25/março a 24/abril de 2017). As medições anemométricas foram coletadas entre 10 a 100 m, espaçadas a cada 10 m. Os registros de temperatura e umidade relativa do ar foram realizadas nos níveis verticais de 20, 40 e 60 m. Todos estes dados possuem resolução temporal de 10 minutos. A torre está instalada em uma distância de  $\cong 600$  m das falésias, em uma área circundada por florestas com altura

média > 10 m. Sendo assim, o nível de 10 m da torre foi ignorado na discussão dos resultados em virtude do efeito aerodinâmico da vegetação.

As condições sinóticas atuantes durante esses períodos foram de anomalia pluviométrica de até 40% entre novembro/2016 a abril/2017, segundo os informações do CPTEC/INPE <<http://infoclima1.cptec.inpe.br/>>. Durante a época seca, a ZCIT esteve ao norte da sua posição climatológica, resultando na total ausência de precipitação em Alcântara, amplitude térmica inferior a 2 °C, e velocidade do vento entre 5 a 15 m s<sup>-1</sup> com direção predominante de NE. A estação chuvosa teve escoamento oscilante entre E e NE, com precipitação favorecida pela confluência de umidade nos baixos níveis e proximidade da ZCIT para a região. Neste período, a amplitude térmica foi de 4 °C, ventos menos intensos e índices pluviométricos entre 5 a 40 mm h<sup>-1</sup> ao longo dos dias selecionados. A Figura 3.5 mostra a anomalia da precipitação trimestral para os meses mais secos e mais chuvosos da região estudada. A série destes dados indica a continuidade da anomalia negativa desde 2010 para o trimestre fevereiro-março-abril.

Figura 3.5 - Evolução anual da anomalia trimestral de precipitação das estações seca (a) e chuvosa (b) na região norte do Maranhão.



Fonte: CPTEC/INPE.

O diagnóstico da estabilidade atmosférica foi baseado na curvatura do perfil logarítmico do vento entre 20 e 100 m de altura durante os intervalos diurnos e noturnos de cada período. Em seguida, o índice de turbulência  $I$  (descrito na seção 2.2) foi calculado.

lado considerando apenas  $U_{100}$ . Os valores de  $I$  próximos a zero indicam a tendência do enfraquecimento da turbulência até a sua ausência ou intermitência (BERGSTRÖM et al., 1988; FISCH, 1999). Posteriormente, foram computados os gradientes térmicos e mecânicos, bem como, a razão destes valores, considerando os seguintes parâmetros:  $T_{60}$ ,  $T_{40}$ ,  $U_{100}$  e  $U_{40}$ . A estabilidade estática foi diagnosticada pelo perfil de  $\partial\theta/\partial z$ , com limiar de  $\pm 0,025 \text{ K m}^{-1}$  para condição de quase-neutralidade de uma CLI próxima da homogeneidade (TOMASI et al., 2011).

### 3.3.2 Estudo numérico

#### a) Modelo WRF

O modelo WRF representa o estado da arte em previsão numérica de tempo e clima. O código fonte é aberto e flexível, com vasta documentação e é disponibilizado livremente para uso operacional e de pesquisa (<<http://wrf-model.org/>>). Uma das vantagens do WRF é a sua versatilidade numérica e computacional, permitindo seu uso desde computadores comuns até supercomputadores de grandes centros de pesquisa. O modelo possui duas versões com núcleo dinâmico distinto, *Nonhydrostatic Mesoscale Model* - NMM e a *Advanced Research WRF* - ARW. A primeira é otimizada para uso operacional no NCEP, enquanto a segunda é direcionada para fins de pesquisa e desenvolvimento. O ARW permite realizar integrações em diferentes escalas temporal e espacial, da micro a global, para tempo ou clima. Neste trabalho, o núcleo dinâmico ARW foi selecionado para simulações tridimensionais (denominado aqui de WRF3D) e para simulações unidimensionais (WRF1D). A documentação completa do modelo é descrita por Wang et al. (2016) e as informações técnicas e numéricas por Skamarock et al. (2008). A versão selecionada foi a 3.6.1, lançada em agosto de 2014.

No eixo horizontal, as variáveis são discretizadas sob a grade C de Arakawa. Esta configuração adota as componentes horizontais da velocidade do vento no centro das faces laterais da grade e as variáveis termodinâmicas no centro de cada grade. A estrutura vertical é resolvida através de coordenada  $\eta$ , cuja formulação é baseada na pressão atmosférica. Acompanha naturalmente a inclinação da superfície, sendo eficiente no cálculo da advecção de temperatura e de vento, principalmente sobre terrenos planos ou suavizados. As camadas verticais do modelo são mais refinadas próxima a superfície. Além disto, as simulações sobre zonas costeiras, principalmente durante a passagem de sistemas meteorológicos, não possuem uma representação numérica adequada (WARNER, 2011). Ressalta-se a importância destas limitações pois a região de Alcântara está em área litorânea com extensa faixa de falésias, que

eleva a complexidade em simular o escoamento atmosférico próximo da superfície.

As parametrizações físicas disponíveis possuem aproximações modernas do tratamento numérico dos processos atmosféricos. A radiação de onda curta e longa foi configurada para as opções de Dudhia e RRTM, respectivamente. Os processos de superfície foram resolvidos pelo esquema NOAH. A microfísica da escala da grade foi resolvida pela opção WSM3, enquanto a convecção na subgrade por Kain-Fritsch. A descrição detalhada dessas parametrizações é disponível em Wang et al. (2016) e Skamarock et al. (2008). A versão do modelo usada possui treze opções de parametrização da CLP: YSU, MYJ, GFS (funcional apenas para a versão WRF-NMM), QNSE, MYNN2 (fechamento 1.5, nível 2), MYNN3 (fechamento 1.5, nível 3), ACM2, BouLac, UW, TEMF, GBM e o MRF. Este trabalho fez uso das opções MYNN, YSU, QNSE e ACM2. O motivo pela seleção destes esquemas foi baseado no tipo de aproximação da difusão turbulenta considerada (fechamento local de MYNN e QNSE e não-local de YSU e ACM2) e por suas aproximações modernas. A abordagem conceitual destas características foi explanada na seção 2.1.2. A síntese das principais informações destas parametrizações de CLP, relacionada ao fechamento de turbulência e determinação de  $h$ , estão contidas na Tabela 3.3.

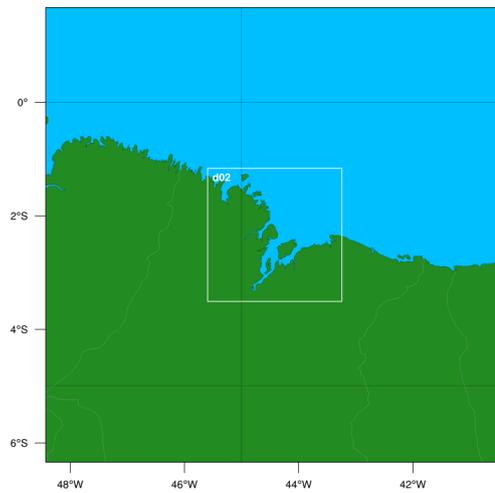
Tabela 3.3 - Descrição das parametrizações físicas de CLP, tipos de fechamento de turbulência, metodologia para estimativa de  $h$  e seus respectivos critérios.

Parametrização	Fechamento de turbulência	Cálculo de $h$	Critério
ACM2	Primeira ordem, não-local	Método de $Ri$	0,25
MYNN2	Ordem 1.5, local	Limiar de $e$	$10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
QNSE	Ordem 1.5, local	Limiar de $e$	$10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
YSU	Primeira ordem, não-local	Método de $Ri$	0,0 a 0,25

## b) Simulações WRF3D

Foram definidos dois domínios com aninhamento bidirecional (*two-way*), ambos centralizados sobre as coordenadas geográficas de Alcântara (Figura 3.6). As grades dos domínios foram configuradas com 100 x 100 e 88 x 88 pontos nas resoluções horizontais de 12 e 4 km, respectivamente. A resolução vertical empregada foi de 51 níveis com topo em 50 hPa, onde 11 níveis estiveram abaixo de 2 km e a primeira camada do modelo próxima a 40 m de altura. O passo temporal das integrações foi de 30 e 10 segundos para os domínios 1 e 2, nesta ordem.

Figura 3.6 - Representação espacial dos domínios aninhados de 12 e 4 km usados no experimento WRF3D.



Fonte: Produção do Autor.

A verificação da sensibilidade referente ao tamanho e delimitação espacial dos domínios não foi realizada. [Silva \(2013\)](#) analisou três configurações distintas de domínios no modelo WRF. O autor concluiu que não havia diferença significativa entre eles em virtude da predominância do escoamento atmosférico ser E a NE.

Os dados FNL do GFS/NCEP foram aplicados como condições iniciais e de fronteira do domínio maior. O modelo WRF foi integrado por 84 horas, e as saídas tiveram resolução temporal horária. As primeiras 12 horas destas simulações foram desconsideradas das análises, por ser o tempo estimado de *spin-up* para estabilização das integrações temporais, conforme descreve [Skamarock \(2004\)](#). Todavia, esse valor pode ser reduzido para 6 horas sem maiores prejuízos para a região estudada, como observado por [Silva \(2013\)](#).

O experimento 3D foi avaliado inicialmente através dos campos horizontais de  $T_2$ ,  $U_{10}$  e precipitação. Além disto, as secções verticais de  $\theta$ ,  $q$ , velocidade vertical ( $w$ ) na direção predominante do vento no local foram discutidas no experimento de controle. Entretanto, estas secções verticais não estão inclusas neste trabalho em virtude do volume de informações produzidas. Os períodos selecionados na análise observacional para diferentes condições sinóticas foram simulados (Tabela 3.4).

Tabela 3.4 - Períodos de início e fim das integrações definidas para cada evento selecionado.

<b>Evento</b>	<b>Início</b>	<b>Fim</b>
Seco	12 UTC 6/3/2010	0 UTC 10/3/2010
VCAN	12 UTC 11/3/2010	0 UTC 15/3/2010
ZCIT	12 UTC 19/3/2010	0 UTC 23/3/2010

O experimento de controle (CTRL) segue o conjunto de parametrizações físicas sugeridos por [Silva \(2013\)](#). A razão pela escolha dessas configurações é a possibilidade de reprodução desse trabalho nos recursos computacionais disponíveis do CLA para fins operacionais. Após a execução das simulações CTRL, novos experimentos foram realizados alterando os esquemas de CLP. Com isso, quatro configurações foram definidas, uma para cada parametrização selecionada, conforme mostra a Tabela 3.5. As informações da tabela permitem observar que apenas a parametrização QNSE difere das demais na opção de camada superficial, devido ao seu tratamento exclusivo de teoria da similaridade. A configuração com MYNN foi denominada de controle por ter sido o conjunto recomendado por Silva durante o período de ZCIT sobre em Alcântara em março de 2010.

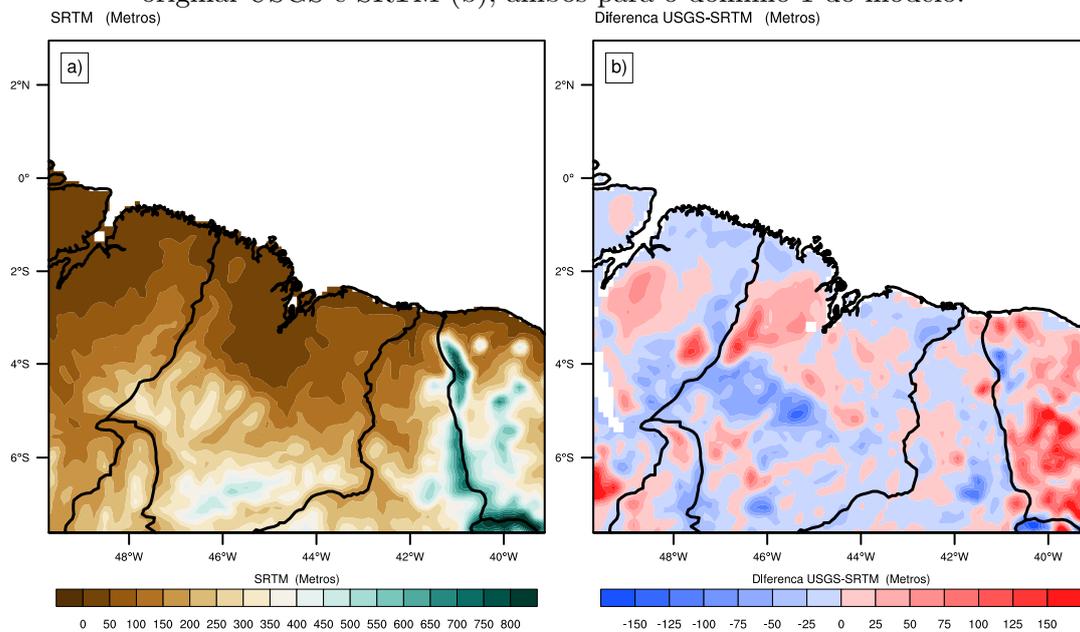
Tabela 3.5 - Configurações físicas dos experimentos numéricos.

<b>Parametrização</b>	<b>CTRL</b>	<b>QNSE</b>	<b>YSU</b>	<b>ACM2</b>
Camada limite planetária	MYNN	QNSE	YSU	ACM2
Camada superficial	Eta-MM5	QNSE	Eta-MM5	Eta-MM5
Microfísica	WSM3			
Cumulus	Kain-Fritsch			
Radiação de onda curta	Dudhia			
Radiação de onda longa	RRTM			
Superfície	NOAH			

Seguindo a recomendação de estudos anteriores realizados para Alcântara ([PIRES, 2009](#); [REUTER, 2013](#); [SILVA, 2013](#)), um refinamento topográfico foi implementado no WRF neste trabalho. A resolução horizontal de relevo mais detalhada disponível na versão do modelo é de 925 m, processado em 1996 pelo serviço geológico dos Estados Unidos (USGS, em inglês). Entretanto, a análise preliminar desses dados (figura não mostrada) mostrou que não havia caracterização bem definida da falésia. Em contrapartida, a verificação do perfil topográfico usando os dados do *Shuttle Radar*

*Topography Mission* (SRTM) evidencia a presença da falésia com altura próxima de 40 m na região costeira. O detalhamento das informações SRTM é de 90 m, disponíveis em <<https://www2.jpl.nasa.gov/srtm>>. Vale ressaltar que a verificação dos perfis topográficos não foram realizadas diretamente nos dados USGS e SRTM, mas sim, após o pré-processamento do WRF, ou seja, na resolução horizontal já interpolada nos domínios do modelo. Este procedimento foi necessário para equiparar os pontos de grade em questão, uma vez que seria incoerente comparar um perfil com 925 m com outro de 90 m de resolução espacial. A Figura 3.7 apresenta os mapas topográficos do SRTM (Figura 3.7a) e a diferença entre USGS e SRTM (Figura 3.7b), ambos pré-processados para o domínio 1 do WRF.

Figura 3.7 - Representação dos dados topográficos de SRTM (a) e a diferença entre o relevo original USGS e SRTM (b), ambos para o domínio 1 do modelo.



Fonte: Produção do autor.

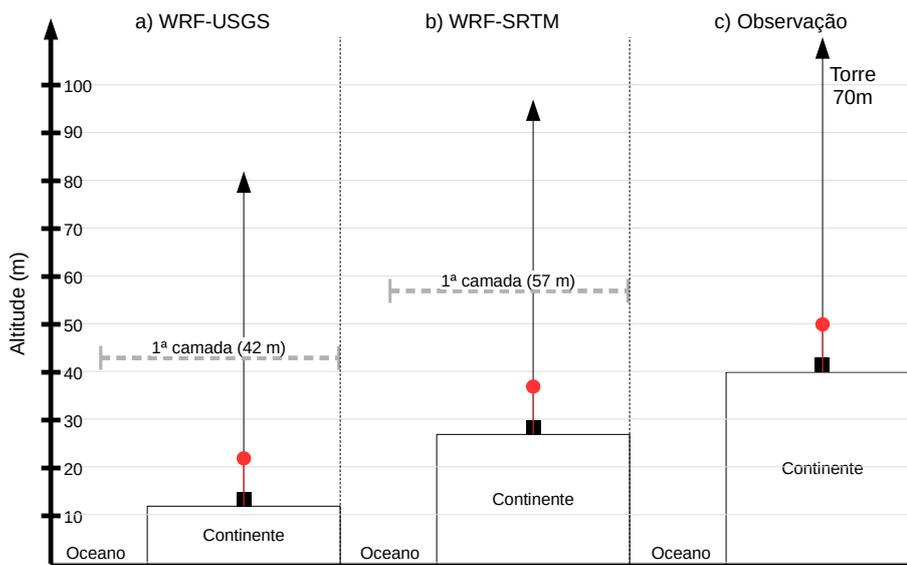
O refinamento topográfico resultou na redução da diferença de altura entre simulação e observado de  $U_{10}$  em aproximadamente 15 m, como indica a Figura 3.8. A diferença entre a altura observada e a topografia antiga era de 38 m, enquanto após a atualização esse valor foi reduzido para 23 m. A indicação do primeiro nível vertical do modelo também é importante de ser ressaltada. A razão é que a parametrização de camada superficial faz uso das informações desta camada para determinar  $U_{10}$  a

partir da formulação (JIMÉNEZ; DUDHIA, 2013):

$$U_{10} = U_z \frac{\ln\left(\frac{10}{z_0}\right) - \phi_m\left(\frac{10}{L}\right)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \phi_m\left(\frac{z}{L}\right)} \quad (3.1)$$

Os parâmetros  $U_z$ ,  $z_0$ ,  $\phi_m$  e  $L$  correspondem à velocidade do vento no nível vertical  $z$  do modelo ( $\text{m s}^{-1}$ ), ao comprimento de rugosidade aerodinâmica (m), à função de estabilidade de *momentum* e ao comprimento de Obukhov (m), respectivamente.

Figura 3.8 - Esquematização da distribuição vertical entre as simulações antes (a) e após (b) o refinamento topográfico, comparado com a altitude real aproximada do local estudado (c). A linha hachurada em cinza representa o 1º nível vertical do modelo WRF para o domínio 1. O círculo em cada linha vertical (torre anemométrica de 70 m) sobre o continente indica o nível de 10 m local. A escala horizontal da distância da posição da torre ( $\cong 6$  km) com o oceano foi ignorada.



Fonte: Produção do autor.

### c) Simulações WRF1D

A estrutura original do WRF1D foi desenvolvida para testes de parametrizações físicas usando simulações simples e idealizadas (SKAMAROCK et al., 2008). Como a versão original desse modelo não era adequado para simulações reais, um dos desafios metodológicos deste trabalho foi adaptá-lo para situações sinóticas observadas no

CLA. O contexto do termo *real* não remete às observações da atmosfera realizadas por medições *in situ*, mas, sim, a informações numéricas que buscam representar esta realidade. Uma solução desse problema foi proposta por [Sterk et al. \(2015\)](#), sendo adotada neste trabalho. A ideia dos autores foi fornecer condições iniciais e de fronteira ao WRF1D baseadas a partir das simulações do WRF3D. As condições iniciais são classificadas em três categorias: perfil vertical atmosférico; perfil de solo; e forçantes de larga escala. A Tabela 3.6 apresenta a descrição de cada variável obtida nos perfis verticais da atmosfera e do solo, com suas respectivas unidades.

Tabela 3.6 - Lista de variáveis usadas como condições iniciais de perfil atmosférico e perfil de solo no WRF1D, com suas respectivas descrições e unidades.

Variável	Descrição	Unidade
HGT	Altitude	m
$P$	Pressão atmosférica em superfície	Pa
$u_{10}$	Velocidade do vento zonal em 10 metros	$\text{m s}^{-1}$
$v_{10}$	Velocidade do vento meridional em 10 metros	$\text{m s}^{-1}$
$T_2$	Temperatura do ar em 2 metros	K
$q_2$	Umidade específica em 2 metros	$\text{kg kg}^{-1}$
$z$	Altura	m
$u$	Velocidade do vento zonal	$\text{m s}^{-1}$
$v$	Velocidade do vento meridional	$\text{m s}^{-1}$
$\theta$	Temperatura potencial	K
$q$	Umidade específica	$\text{kg kg}^{-1}$
$z_s$	Altura da camada no solo	m
$T_{skin}$	Temperatura da superfície do solo	K
$T_{slab}$	Temperatura média abaixo do nível da superfície	K
$T_{solo}$	Temperatura do solo (em cada camada)	K
$U_{solo}$	Umidade do solo (em cada camada)	%

O WRF1D segue toda a estrutura numérica e física da versão tridimensional, porém resolvendo as equações governantes apenas na coluna de uma grade singular. Esta grade possui um domínio horizontal de 2 x 2 pontos para as variáveis escalares e 3 x 3 pontos para valores vetoriais. As condições iniciais fornecidas são iguais para todos os pontos no início da integração. Após o começo das simulações, as condições de fronteira são retroalimentadas nas laterais do domínio de forma cíclica nas direções latitudinal e longitudinal ([SKAMAROCK et al., 2008](#)). Este tipo de fronteira reutiliza a informação de uma face do domínio horizontal no seu lado oposto durante a integração do modelo ([WARNER, 2011](#)). As configurações relacionadas à resolução espacial e temporal, superfície e solo foram mantidas em todos os experimentos

unidimensionais, como segue:

- Resolução horizontal de 4 km e vertical com 150 níveis, com topo em 12 km de altura;
- Resolução temporal de 10 s, com saídas horárias;
- Características de superfície e solo foram obtidas através dos mapas interativos do IBGE, disponível em <<http://mapas.ibge.gov.br/>>. O tipo de solo definido no WRF1D foi *franco-arenoso* (opção 3), uso do solo com *floresta tropical* (opção 13) e percentual de cobertura vegetal igual a 65%. Em virtude da resolução espacial do experimento 1D, não foi necessário representar a superfície oceânica.

A descrição das forçantes foi realizada através da obtenção das tendências advectivas e físicas usando as equações prognósticas relacionadas com a temperatura (Equação 3.2), umidade (Equação 3.3) e *momentum* (Equações 3.4 e 3.5). Aplicando a aproximação de *Boussinesq*, ignorando o termo de fontes e sumidouros de umidade, desconsiderando os efeitos de difusão molecular e de geostrofia, estas equações são representadas como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} - \frac{1}{\bar{\rho} c_p} \frac{\partial \bar{Q}_j^*}{\partial x_j} - \frac{L_v E}{\bar{\rho} c_p} - \frac{\partial(\bar{u}'_j \theta')}{\partial x_j} \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} - \frac{\partial(\bar{u}'_j q')}{\partial x_j} \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}}{\partial x_j} - \frac{\partial(\bar{u}'_j u')}{\partial x_j} \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{v}}{\partial x_j} - \frac{\partial(\bar{u}'_j v')}{\partial x_j} \quad (3.5)$$

A relação dos termos das formulações representam:  $u_j$  - Componente vetorial da velocidade do vento na direção  $j$ ;  $\rho$  - densidade do ar;  $Q_j^*$  - saldo de radiação;  $c_p$  - calor específico para o ar seco;  $L_v E$  - calor latente causado por evaporação.

O termo do lado esquerdo das equações representam o balanço local, o primeiro

termo do lado direito indica o termo advectivo e o último termo deste mesmo lado corresponde a divergência do fluxo turbulento do campo. Os segundo e terceiro termos da Equação 3.2 simboliza a divergência do fluxo radiativo (resolvido pela parametrização de radiação atmosférica) e a mudança de temperatura associada à liberação de energia na forma de calor latente (resolvido pelo esquema de microfísica), respectivamente.

O termo de geostrofia foi desconsiderado neste estudo em virtude da latitude de Alcântara ser próxima da Linha do Equador. Krishnamurti et al. (2013) descrevem que o vento geostrófico pode ser negligenciado na microescala da CLP tropical. Porém, os autores ressaltam que o gradiente de pressão pode exercer algum impacto durante a advecção horizontal de sistemas precipitantes intensos. Sendo assim, testes preliminares foram realizados para verificar estes possíveis impactos. Os resultados obtidos indicaram que a adição das componentes geostróficas pioraram a qualidade das simulações numéricas (figura não mostrada). Esse ponto também foi discutido por Hume e Jakob (2005), no qual os resultados para simulações 1D sobre a região equatorial do Pacífico foram melhores após anular o termo geostrófico de seus experimentos. As tendências físicas de  $\theta$ ,  $q$ ,  $u$  e  $v$  foram resolvidas pelas parametrizações físicas do WRF3D.

A obtenção da tendência advectiva de um campo  $C$  foi possível considerando seu valor como um termo residual das Equações 3.2 a 3.5. O cálculo das tendências foi através de uma média temporal entre  $t - 1$  a  $t + 1$  para o instante  $t$ :

$$\frac{C_t}{\Delta t} = \frac{C_{t+1} - C_{t-1}}{2\Delta t} \quad (3.6)$$

Onde:  $C$  - campo meteorológico ( $\theta$ ,  $q$ ,  $u$ ,  $v$ );  $\Delta t$  - variação temporal em segundos;  $t$  - tempo.

Com a desconsideração do vento geostrófico no WRF1D, a forçante de larga escala foi baseada apenas para  $w$ . Uma verificação preliminar da ordem de grandeza das tendências foi realizada comparando os algoritmos de Sterk et al. (2015) e de Randall e Cripe (1999), cuja metodologia é bastante difundida em outros modelos 1D (SVENSSON et al., 2011; BOSVELD et al., 2014; ZHANG et al., 2014). O método proposto por Randall permite o computo das tendências por  $-\vec{U} \cdot \nabla \phi$ . A diferença entre esses conceitos foi próximo a  $10^{-2}$ . Segundo Sterk et al. (2015), esta variação é devida a grandeza das tendências físicas serem mais intensas na CLP que as tendências advectivas de maior escala. Uma simulação teste foi executada com ambos os métodos e

depois comparadas com os dados experimentais usados neste trabalho. Os resultados apresentados atingiram maior qualidade com o algoritmo de Sterk e colaboradores (figura não mostrada).

Os procedimentos de extração dos dados e cálculo das tendências foram realizados na resolução espacial original do WRF3D. Após estas etapas, os dados foram interpolados para serem inclusos na resolução vertical do WRF1D. A interpolação foi aplicada a partir dos 51 níveis do WRF3D para 150 níveis das condições iniciais do WRF1D com os seguintes critérios: entre 0 a 300 m com incremento de 10 m, 300 a 3.000 m com 50 m, 3.000 a 5.000 m com 100 m e 5.000 a 12.000 m com 200 m. Esta quantidade de níveis verticais aumentou o número de camadas verticais abaixo de 2000 m de 11 do WRF3D para 65 no WRF1D. Esta configuração de refinamento vertical segue a recomendação de Shin et al. (2012). Segundo os autores, essa característica favorece a qualidade das simulações de campos em superfície através da redução da altura da primeira camada do modelo. Este é um problema dos fluxos de superfície associado à estabilidade térmica entre a superfície e a camada, como abordado por Taylor (1970). Neste trabalho, este primeiro nível do WRF1D foi de 20 m sobre a superfície.

Uma das vantagens do experimento 1D é a possibilidade de ativar características específicas nas simulações, desligando determinadas forçantes ou parametrizações individualmente, por exemplo. Deste modo, o WRF1D foi aplicado não apenas no contexto das parametrizações de CLP, mas também na avaliação singular destas forçantes. Um conjunto com seis configurações foram definidas neste estudo de sensibilidade do WRF1D, como exposto na Tabela 3.7.

Tabela 3.7 - Lista de configurações dos testes de sensibilidade relacionados às forçantes do WRF1D.

<b>Experimento</b>	<b>Descrição da configuração</b>
FC0	Forçantes de larga escala definidas com valor nulo.
FC1	FC0 + movimento vertical em larga escala
FC2	FC1 + advecção de temperatura
FC3	FC2 + advecção de umidade
FC4	FC3 + advecção de <i>momentum</i>
FC5	FC4 + advecção vertical

#### d) Verificação estatística

Os parâmetros usados para avaliação dos experimentos numéricos foram baseados em métricas tradicionais, como o viés ou bias (em inglês) e a raiz do erro médio quadrático (RMSE, em inglês). Com o objetivo de identificar os padrões de superestimativas e subestimativas, o uso do bias foi escolhido ao invés do erro médio absoluto (WARNER, 2011). Esses termos englobam os erros aleatórios e sistemáticos de uma simulação (WARNER, 2011). Quando o valor do bias (Equação 3.7) tende a próximo de zero, indica que as estimativas são próximas dos valores observados. A magnitude do RMSE (Equação 3.8) é uma medida de dispersão do erro, onde o quadrado da diferença entre simulação e observação destaca a intensidade do desvio. A avaliação dos experimentos através dessas métricas é descrita no Capítulo 5.3.1 por uso de um diagrama de erro, unificando a intercomparação das parametrizações de CLP e as simulações do WRF3D e do WRF1D. Os valores do RMSE foram expostos nesse diagrama pela magnitude dos seus desvios, ou seja, do uRMSD (WILKS, 2011).

$$Bias = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (m_k - o_k) \quad (3.7)$$

$$RMSE = \left[ \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (m_k - o_k)^2 \right]^{1/2} \quad (3.8)$$

A verificação dos desvios padrões e correlações foi produzida através do diagrama de Taylor (2001). A principal vantagem dessa metodologia é a combinação de índices métricos comumente usados na validação de modelos atmosféricos, tais como: raiz da média quadrática das diferenças ( $E'^2$ ) entre modelo e observação; desvio padrão do modelo ( $\sigma_m$ ) e desvio padrão observado ( $\sigma_o$ ); correlação entre modelo e observação ( $R$ ). A relação entre esses parâmetros possui formulação semelhante à lei dos cossenos, tornando possível sua representação gráfica através da Equação 3.9.

$$E'^2 = 2\sigma_m^2 + 2\sigma_o^2 - 2\sigma_m^2\sigma_o^2R \quad (3.9)$$

## 4 ESTUDO OBSERVACIONAL

Neste capítulo são analisadas as condições atmosféricas observadas em superfície na estrutura vertical da CLP durante a campanha experimental do Projeto CHUVA em março de 2010 de Alcântara. Além disso, os dados complementares coletados durante período seco de 2016 e chuvoso de 2017 também são discutidos.

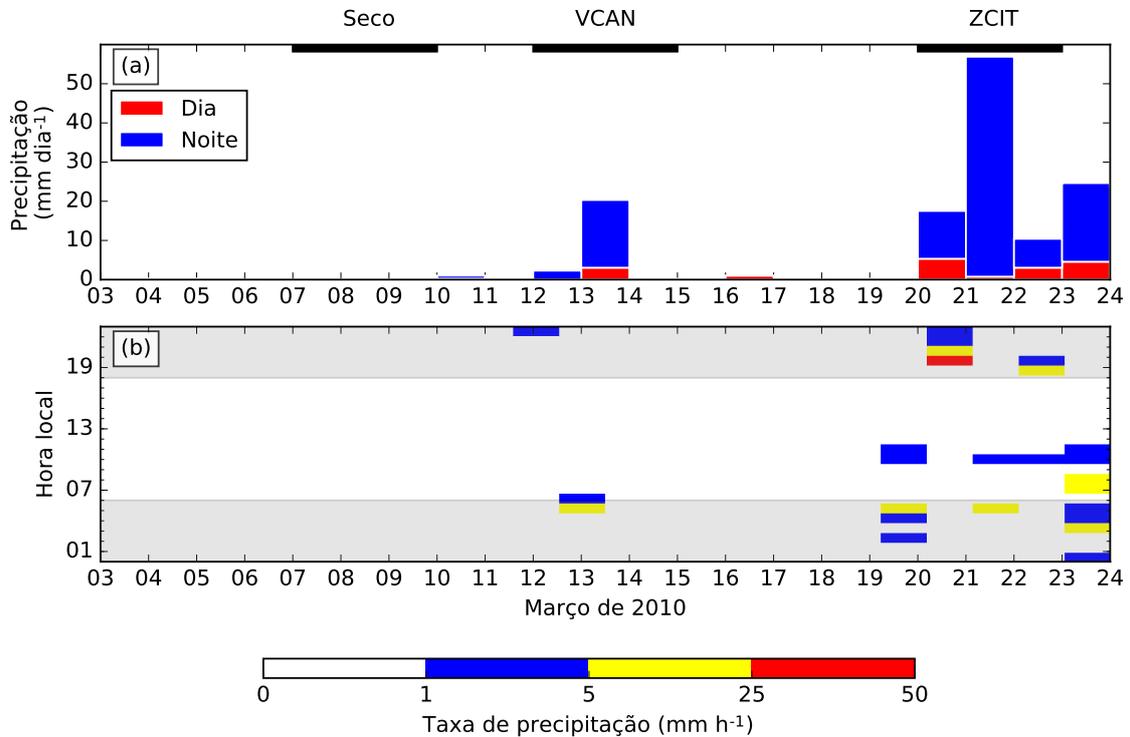
### 4.1 Superfície

A evolução temporal do acumulado diário e da taxa horária da precipitação são apresentados na Figura 4.1. Nos primeiros 9 dias de março não houve registro pluviométrico, apenas alguns sinais pontuais que não são mostrados na figura. Segundo CLIMANÁLISE (2010), um intenso movimento de subsidência formou-se entre a ZCAS (posicionada ao sul do Maranhão) e a ZCIT (situada ao norte do estado). A estação chuvosa iniciou tardiamente no dia 10, com o surgimento de nuvens quentes e convecção local em alguns momentos, causando precipitação até o dia 16. Segundo os boletins técnicos diários realizados durante a campanha do CHUVA, estes registros estiveram associados à presença do VCAN. Os últimos 9 dias de experimento indicaram casos mais intensos de precipitação devido ao deslocamento da ZCIT para o sul. A ocorrência de precipitação mista (estratiforme e convectiva) neste período foi reportada por Calheiros (2013). Um destaque importante também é a característica noturna da precipitação sobre a região, atingindo 78% do total medido no mês. A maior parte deste volume foi do tipo stratiforme, que adentraram sobre a região após a passagem dos sistemas convectivos mais intensos.

A Figura 4.2 mostra a evolução horária de  $T_2$ ,  $q_2$  e do vento observado na estação meteorológica do sítio experimental durante março de 2010. Os valores de  $T_2$  apresentaram uma amplitude média próxima a 5 °C durante os dias 3 a 11. Em seguida, houve uma intensa redução de  $T_2$  com mínima de 24 °C durante a atuação do VCAN, quando a amplitude térmica foi menor em 1 °C em relação ao período anterior ao evento. Destaca-se a ausência de medições em alguns horários entre 20 e 22 de março. A comparação dos efeitos do VCAN e ZCIT permite identificar que o primeiro sistema foi mais eficiente na redução da amplitude térmica, apesar de a sua duração ter sido de apenas 3 dias. As informações de  $q_2$  seguiram os padrões observados da amplitude térmica, com amplitude variável entre 2 a 3 g kg<sup>-1</sup> durante o mês. Os impactos dos eventos foram mais significativos na intensidade do vento, que em geral, oscilando entre NE a SW.

Durante os dias secos, a velocidade média foi próxima a 4 m s<sup>-1</sup> e direção predo-

Figura 4.1 - Ciclo diário da precipitação total acumulada durante o dia e durante a noite (a) e evolução horária da intensidade do ciclo diário da precipitação (b) registrados na estação meteorológica automática.

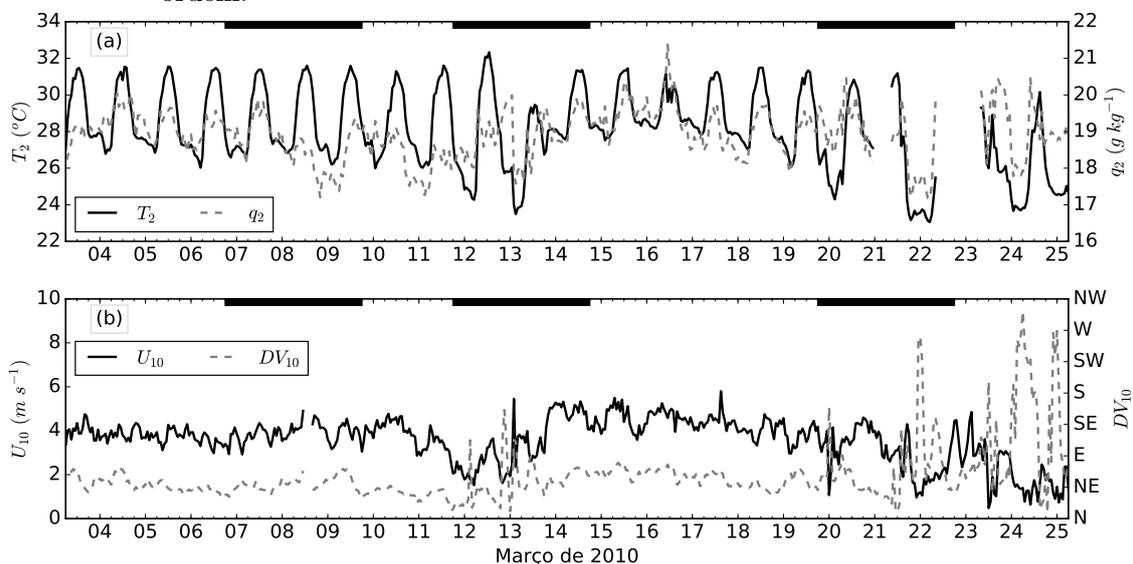


Fonte: Produção do autor.

minante de leste. Este comportamento começou a ser alterado com a proximidade do VCAN, a partir do dia 10. A redução de  $U_{10}$  em até  $2 \text{ m s}^{-1}$  e mudança de  $90^\circ$  na direção foi registrada durante o deslocamento do sistema para a região. Após a passagem do VCAN, foi possível identificar uma intensificação do vento entre os dias 15 a 18, e logo em seguida, uma nova queda de  $U_{10}$  de  $5,5 \text{ m s}^{-1}$  até  $1 \text{ m s}^{-1}$ . Segundo CLIMANÁLISE (2010), este comportamento se deve ao deslocamento dos sistemas convectivos transportados através da intensificação dos campos dinâmicos em baixos e médios níveis sobre o oceano em direção ao continente. Deste modo, é possível afirmar que os principais impactos dos sistemas precipitantes foram: Redução das mínimas de  $T_2$ ; Menor amplitude térmica; Saturação de umidade, com  $q_2$  ultrapassando  $20 \text{ g kg}^{-1}$ ; Intensificação de  $U_{10}$  no VCAN e calmaria ( $U_{10} \leq 1 \text{ m s}^{-1}$ ) do vento na ZCIT; Inversão da direção do vento, sendo mais frequente durante a ZCIT.

Apesar da distância próxima a 6 km da estação meteorológica, as observações na

Figura 4.2 - Ciclo diário de  $T_2$  e  $q_2$  (a) e de  $U_{10}$  e  $DV_{10}$  (b) observados na estação meteorológica em superfície. A ausência de registros em alguns intervalos foi consequência de falhas dos instrumentos. As barras no topo de cada figura delimita o intervalo de três dias para os períodos seco, VCAN e ZCIT, nesta ordem.



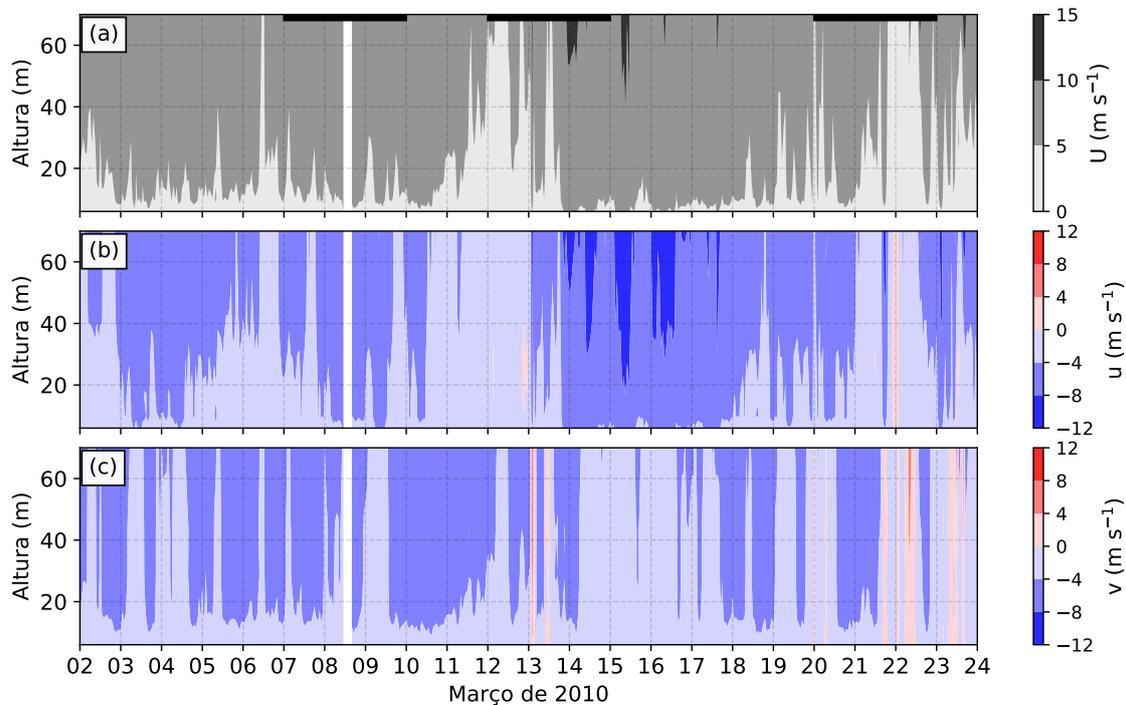
Fonte: Produção do autor.

torre anemométrica foram semelhantes durante a passagem dos sistemas precipitantes e evidenciam outras características importantes (Figura 4.3). As componentes  $u$  e  $v$  confirmam a inversão do vento zonal (de leste para de oeste) e meridional (de norte para de sul) nos mesmos períodos observados na EMA. No período seco, o perfil segue um padrão homogêneo com velocidades entre 2 a 10  $m s^{-1}$  em até 43 m, e ventos mais intensos acima desta altura durante a noite. Este comportamento noturno é uma resposta direta ao resfriamento da superfície, favorecendo na intensificação local do vento. Brito (2013) afirma que durante condições de tempo bom na região, os ventos são mais acentuados em virtude do acoplamento da brisa marítima com os alísios de nordeste. Além disto, o autor constata que a passagem de eventos precipitantes provoca fortes correntes descendentes que intensifica o perfil do vento próximo da superfície.

Uma acentuada redução na velocidade do vento em todo o perfil da torre foi registrada durante o VCAN, com velocidade diminuindo de 8 a 3  $m s^{-1}$  entre 12 a 13 de março. Contudo, um padrão inverso foi observado após estes dias, ou seja, uma intensificação do perfil para valores superiores a 8  $m s^{-1}$  desde 28 m de al-

tura. No início do dia 13 foi registrado uma abrupta variação do vento meridional de  $-6$  a  $8 \text{ m s}^{-1}$  em menos de uma hora. Esse comportamento também foi registrado em outros instrumentos disponíveis na região de Alcântara, como indicaram os boletins técnicos do projeto disponíveis em <http://mogyb.cptec.inpe.br/portal/alcantara/relatorio.html>. Esse padrão foi novamente medido durante alguns curtos intervalos de atuação da ZCIT. Além disso, esta inversão também foi confirmada pelas medições da estação em superfície (figura não mostrada). Como esperado, esse comportamento mostra que a passagem dos eventos sobre Alcântara modifica substancialmente o cisalhamento vertical do vento.

Figura 4.3 - Perfil vertical da velocidade do vento (a), e suas componentes zonal (b) e meridional (c), observados na torre anemométrica durante março de 2010.



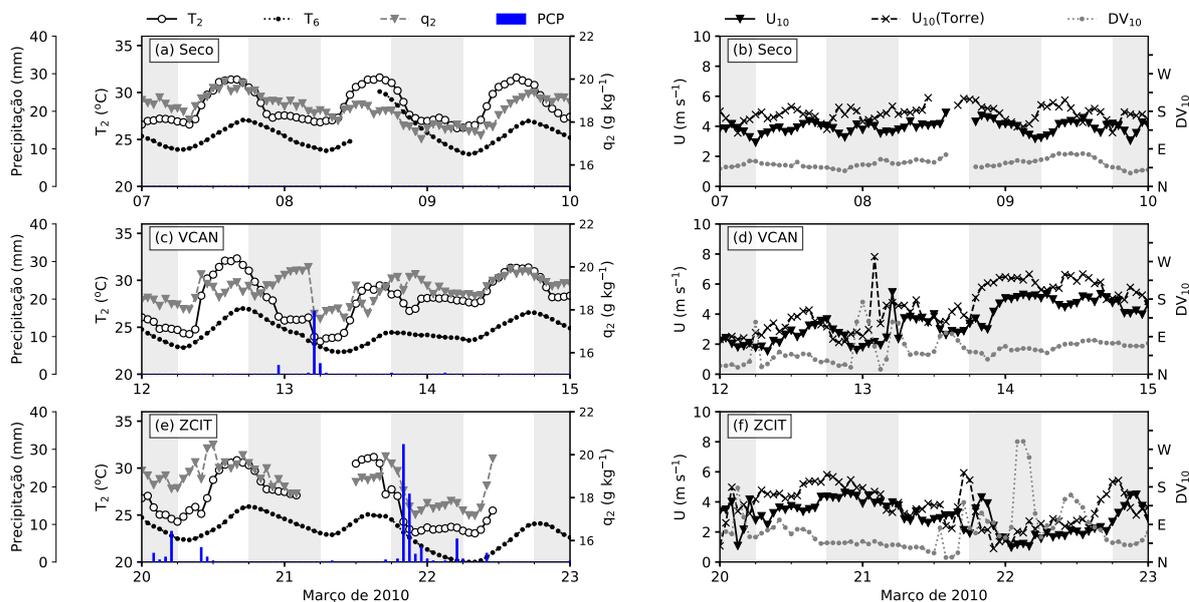
Fonte: Produção do autor.

O diagnóstico dos campos superficiais durante as 72 horas selecionadas para cada evento permite identificar com maior clareza as características discutidas nesta seção (Figura 4.4). O efeito da proximidade com o oceano pode ser observado implicitamente a diferença de temperatura entre o nível de 2 m da estação meteorológica e a da torre anemométrica em 6 m. A baixa amplitude da umidade reforça este fato, principalmente durante no intervalo seco (Figura 4.4a). Além disso, foi possível

identificar uma defasagem de até 3 horas no ciclo horário de temperatura entre estes sítios experimentais. A região do sítio principal é dominada por florestas e distante em mais de 6 km do oceano. Tal condição pode dificultar uma resposta imediata das interações físicas entre a superfície e a CLP. Durante o dia 13 (Figura 4.4c), a temperatura foi reduzida em quase 7 °C no sítio principal. Apesar das falhas técnicas nas observações de temperatura durante a ZCIT (Figura 4.4e), foi notada sua redução para 23 °C no período de maior atividade do sistema.

O vento foi pouco variável nos dias sem chuva, com velocidade média de 4,8 e 3,9 m s<sup>-1</sup> na torre anemométrica e na estação meteorológica, respectivamente. Estes valores são reduzidos em 10% e 25% durante o VCAN (Figura 4.4b) e a ZCIT (Figura 4.4f), respectivamente. Nestes eventos, a direção do vento oscilou em mais de 90° da sua posição média de nordeste, principalmente no intervalo noturno. Na Figura 4.4e observa-se também que a precipitação acumulada em 24 horas entre 12 UTC dos dias 21 e 22 foi de 56 mm, sendo 37% do volume total do mês. Considerando todo o período da ZCIT, o volume é correspondente a 86% do mês, com 155 mm acumulados entre 19 a 25 de março. Uma outra assinatura da precipitação observada nas Figuras 4.4c,e é a ocorrência de precipitação entre o final de tarde e início da noite. Esta característica deve ser ressaltada em virtude da sua conhecida complexidade de previsão numérica, pois está relacionada a nuvens quentes e CLP estável segundo vários estudos (NESBITT; ZIPSER, 2003; WOOD, 2012; HOLTSLAG et al., 2013; MACHADO et al., 2014; COHEN et al., 2015).

Figura 4.4 - Ciclo diário dos campos meteorológicos em superfície na estação meteorológica (EMA), torre anemométrica e pluviômetros no intervalo seco (a; b), VCAN (c; d) e ZCIT (e; f). As áreas sombreadas delimitam o período noturno local (6 a 18 h). O histograma representa a precipitação acumulada a cada hora. A ausência de informação em alguns intervalos de (a), (b) e (e) foi devido a falhas de medição instrumental.



Fonte: Produção do autor.

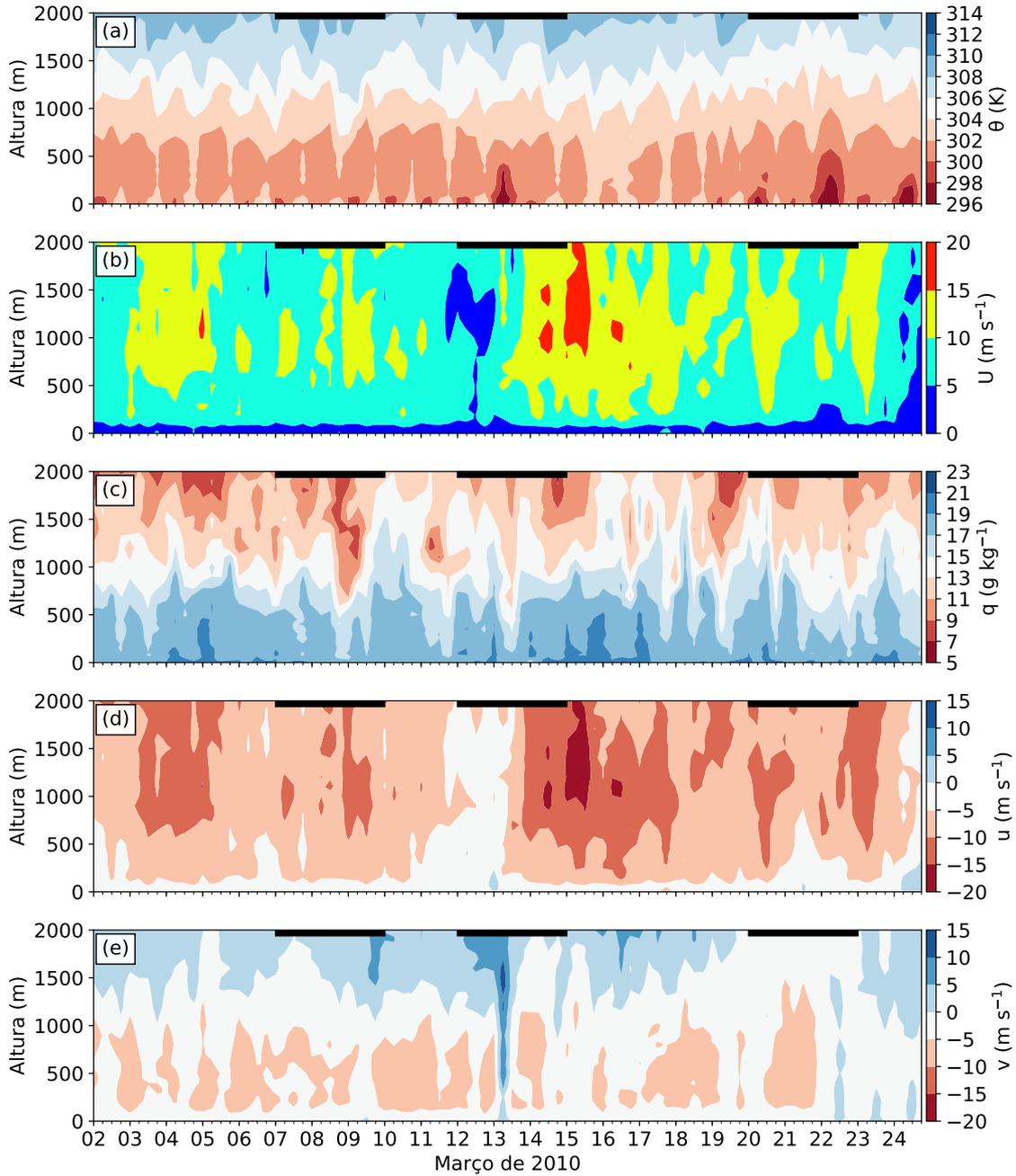
## 4.2 Estrutura vertical

A evolução temporal da estrutura vertical da CLP nos campos de  $\theta$ ,  $q$ ,  $U$ ,  $u$  e  $v$  é apresentada na Figura 4.5. Durante os dias sem precipitação, as isotermas de 302 e 300 K estiveram próximas a 750 m e abaixo de 100 m de altura (Figura 4.5a), respectivamente. Nesse período, é possível notar também que acima de 100 m quase não há variação ao longo dos dias, indicando uma estrutura vertical bem misturada. Esta é uma resposta comum de áreas costeiras tropicais onde valores intensos de velocidade do vento elevam a mistura turbulenta da camada (KRISHNAMURTI et al., 2013). Esta evolução é alterada após a chegada dos sistemas precipitantes, mostrando um aprofundamento das camadas mais frias em até 500 m (isotermas de 298 a 300 K) no VCAN (principalmente em 13 de março) e na ZCIT (22 de março). No período completo, é possível notar a estratificação térmica da isoterma de 304 K é mais intensa até o dia 10, cuja altura média esteve em torno de 1 km. A mistura turbulenta é favorecida por uma CLP seca, profunda, estática e dinamicamente

instável (STULL, 1988). No dia 9 se verifica um aquecimento e redução da umidade da CLP entre 0 e 500 m, com aumento da umidade logo acima desta camada. Essa condição torna o ambiente favorável à intensificação do transporte convectivo de calor e umidade da superfície para níveis verticais mais profundos durante os dias seguintes. As alterações de  $\theta$  e  $q$  observadas durante o VCAN são vistas novamente ao longo do período da ZCIT, mas agora com um resfriamento mais intenso da camada limite.

A partir da ocorrência de precipitação, há um maior resfriamento abaixo de 50 m, desfavorecendo a distribuição vertical de calor. Nessa situação, a contribuição convectiva da superfície durante a passagem dos sistemas precipitantes do VCAN e da ZCIT tende ao cessamento. Durante estes eventos, os impactos também são observados nos demais campos, como na distribuição de  $q$  (Figura 4.5b) e vento (Figura 4.5c, d, e). No VCAN, o cisalhamento do vento zonal se intensifica entre a superfície e 1000 m, sendo mais evidente nos dias 14 e 15, produzindo assim uma maior turbulência mecânica e aprofundamento da CLP estável. Durante o início da passagem do VCAN, houve intensificação do vento nas direções norte e oeste. Este padrão também foi registrado nas observações em superfície. Esta relação entre  $h$  e cisalhamento vertical do vento zonal é novamente observada durante a ZCIT, mas agora com maior profundidade da CLP e intensidade do cisalhamento.

Figura 4.5 - Ciclo diário da estrutura vertical da CLP para temperatura potencial (a), umidade específica (b), velocidade escalar do vento (c), componente zonal (d) e meridional (e) calculada através das radiossondagens.



Fonte: Produção do autor.

Os impactos da precipitação no desenvolvimento diário de  $h$  foram observados, principalmente no período da ZCIT que atingiu valores de  $MLCAPE$  superiores a  $3.500 \text{ J kg}^{-1}$  (Figura 4.6). A variação de  $h$  entre 600 a 1.200 m (500 a 800 m) nos horários

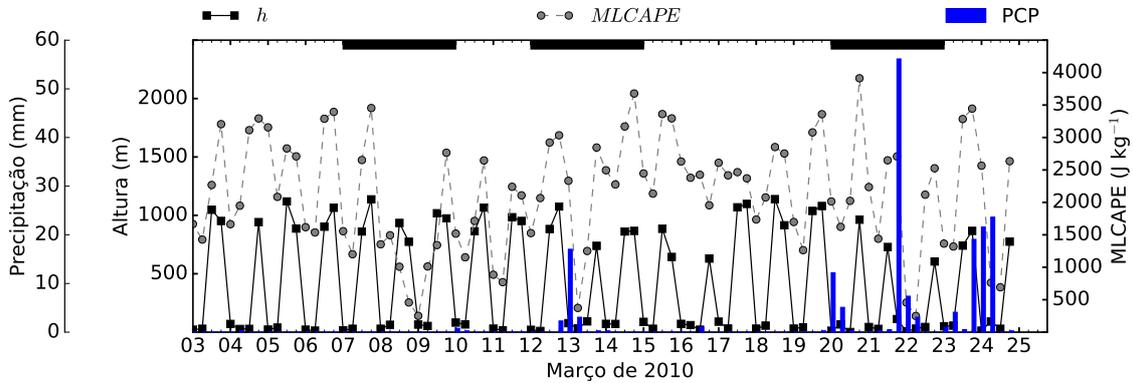
diurnos dos dias sem (com) precipitação foi equivalente aos valores obtidos por Fisch (2012). Além disto, esta espessura oscilou nos mesmos níveis verticais das isotermas de 300 a 302 K observados na figura anterior, indicando ser sua temperatura média. Isto quer dizer que o gradiente térmico em  $h$  é baixo se comparado a regiões com clima temperado (LIU; LIANG, 2010; MEDEIROS et al., 2005), o que tende a dificultar sua determinação pelos métodos relacionados a inversão térmica. Como esperado, houve redução de  $h$  para valores abaixo de 700 m após a ocorrência de precipitação do VCAN e da ZCIT, sendo uma resposta direta ao resfriamento da superfície causado pelos eventos. Houve uma diminuição do  $MLCAPE$  para valores  $\leq 1.500$   $J\ kg^{-1}$  antes destes sistemas, e em seguida, um crescimento acentuado para mais de  $3.000\ J\ kg^{-1}$ . Uma característica observada é que, aparentemente, a velocidade do  $MLCAPE$  esteve mais relacionada à intensidade da precipitação na ZCIT ( $\geq 20$   $mm\ 6h^{-1}$ ) do que no VCAN ( $\leq 20$   $mm\ 6h^{-1}$ ).

Uma hipótese pode ser levantada em função da natureza dinâmica de cada sistema. As nuvens convectivas do VCAN são deslocadas na direção sudeste sobre a faixa costeira do continente desde o dia 10. Até atravessar a baía de São Marcos (ao sudeste de Alcântara) ao final do dia 12, a nebulosidade já estava presente sobre a região costeira próxima, resultando em uma CLP menos instável e, assim, com menor atividade turbulenta de transporte de calor e umidade. Entretanto, os sistemas convectivos transportados pela ZCIT vieram diretamente do oceano sem efeito direto da fricção superficial do continente. A termodinâmica da CLP oceânica é bastante distinta da CLP continental em Alcântara (REUTER et al., 2004). Os autores mostraram que o  $MLCAPE$  sobre o oceano é 2 vezes superior ao seu valor sobre o continente na região. Além disto, a intensificação do vento e aumento da umidade abaixo de 500 m pode ter também favorecido no crescimento acentuado do potencial convectivo na ZCIT, apesar da menor profundidade da CLP durante o evento.

### 4.3 Ciclo diário médio

Na Figura 4.7 mostra-se a media do ciclo diário do mês e dos períodos dos eventos selecionados das variáveis  $T_2$ ,  $q_2$ ,  $U_{10}$ ,  $DV_{10}$ ,  $u_{10}$  e  $v_{10}$ . A série de  $T_2$  mostra uma diferença aproximada de  $2\ ^\circ C$  no intervalo diurno, entre 9 e 15 h. Entre 0 e 6 h, o VCAN foi mais frio que a média total em aproximadamente  $1\ ^\circ C$ , enquanto a ZCIT teve um comportamento durante 17 e 23 h. O período seco foi mais quente que a média do mês em aproximadamente  $1\ ^\circ C$ . Uma possível justificativa deste resultado é a contribuição ativa da advecção horizontal da CLP oceânica sobre o local. Tal afirmação é reforçada ao verificar os valores de  $q_2$ , cujo desvio entre a

Figura 4.6 - Ciclo diário de  $h$  calculado pelo método LL10 (linha contínua), valores de  $MLCAPE$  (linha tracejada) e precipitação acumulada a cada 6 horas em barras.



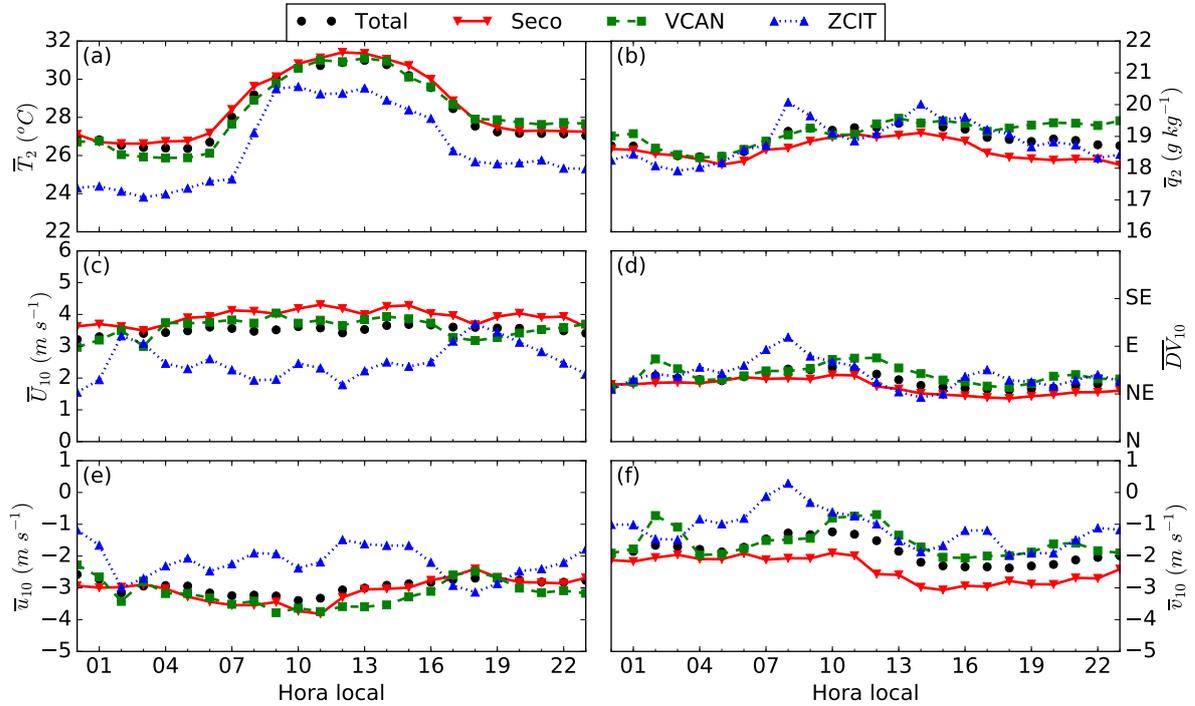
Fonte: Produção do autor.

média do mês com os períodos oscila entre apenas  $0,5$  e  $1,5 \text{ g kg}^{-1}$  durante a noite e o dia, respectivamente. Contudo, é válido enfatizar o intervalo entre 2 e 6 h como os horários onde a taxa de resfriamento da VCAN e ZCIT se mostrou mais intensa. Um possível motivo para esta condição ter ocorrido é o efeito de ventilação local, como sugere o acréscimo visto na velocidade média do vento destes eventos.

As características médias do vento reafirmam os impactos observados durante o VCAN. A velocidade do vento foi menos intensa no VCAN que no período seco e ZCIT, principalmente  $U_{10}$ . A direção do vento deste evento também diferiu aos demais, com tendência de norte durante a noite e leste ao dia. Apesar dos efeitos do VCAN serem perceptíveis, todos os períodos médios não indicaram um ciclo horário bem definido, como  $T_2$ . Entretanto, é possível identificar o ciclo de  $v_{10}$  dos períodos total e seco coincidentes ao campo térmico, embora com amplitude inferior a  $2 \text{ m s}^{-1}$ . Estes resultados permitem afirmar que as características médias dos eventos VCAN e ZCIT exercem um papel controlador nos campos meteorológicos em superfície, principalmente em horários noturnos. Por ter sido um período de estação chuvosa anômala, os resultados aqui apresentados diferem dos valores médios discutidos no estudo climatológico do local levantado por [Pereira et al. \(2002\)](#).

Os perfis verticais médios de  $\theta$ ,  $q$ ,  $u$  e  $v$  calculados a partir das radiossondas indicam que o VCAN foi próximo da média do mês de março/2010 (Figura 4.8). A exceção é na camada abaixo de 500 m do horário de 6 UTC. Nesse horário, o perfil de temperatura indica uma camada residual presente sobre uma CLP estável com forte

Figura 4.7 - Média horária de temperatura do ar (a), umidade específica (b), velocidade do vento (c), e direção do vento (d), componente zonal (e) e meridional (f) do vento durante o período completo de medições e os respectivos estudos de caso com dados coletados na estação meteorológica automática.



Fonte: Produção do autor.

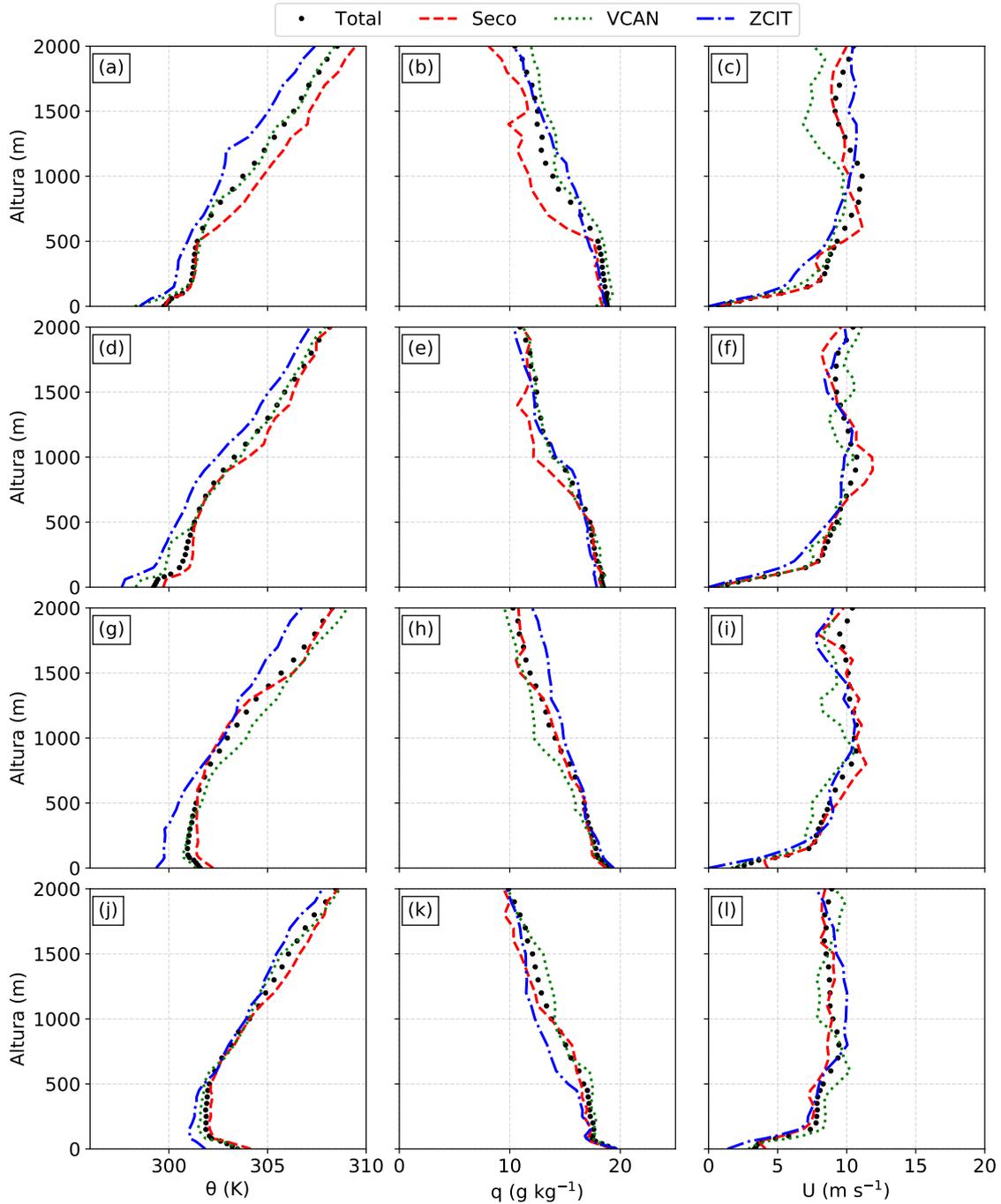
estabilidade, cuja inversão no topo é de quase 2 K. Nos demais casos, a diferença entre os perfis do período total e VCAN é inferior a 1 K. A ocorrência da ZCIT foi tão significativa que foi o único sistema que apresentou uma inversão térmica estável em 12 UTC na camada superficial. Os perfis do período seco foram mais quentes que os demais em todos os horários, principalmente abaixo de 500 m e acima de 1000 m. A exceção foi o perfil térmico do VCAN em 12 UTC, cujo comportamento médio pode ser entendido ao analisar também as componentes do vento do horário anterior. Na camada compreendida entre 500 a 1000 m em 6 UTC, a velocidade média do vento no período seco foi mais intensa que no VCAN. Este fato causa um maior resfriamento do ambiente, observado principalmente na componente meridional. Por fim, os perfis foram bastante similares entre 500 e 1000 m em 18 UTC, inclusive na representação da altura de inversão térmica. Entretanto, os eventos indicaram um gradiente térmico semelhante entre 0 a 500 e 1000 a 2000 m, com perfil mais frio e mais quente para a ZCIT e o período seco, respectivamente.

O comportamento médio dos eventos para os perfis de umidade coincidem com os

padrões térmicos, principalmente nos horários noturnos. Em 0 e 6 UTC, há uma predominância do evento seco ter uma camada mais seca entre 500 a 1500, seguido do VCAN e da ZCIT nos horários 12 e 18 UTC, respectivamente. Os perfis de vento durante o evento seco ajudam a entender o seu efeito direto no secamento desta camada. O perfil de  $\bar{q}$  no VCAN em 12 UTC foi  $2 \text{ g kg}^{-1}$  mais seco que a média do mês, e a componente  $\bar{v}$  em 6 UTC indica uma possível razão para este fato. A mudança de sinal de do vento meridional indica a inversão na direção do escoamento atmosférico, agora deslocando ar seco do continente em direção ao oceano. Por fim, o perfil da ZCIT foi seco em 18 UTC. Neste mesmo horário houve um aumento da velocidade do vento dos demais casos médios acima de 500 m. Os perfis de  $\bar{u}$  e  $\bar{v}$  do VCAN durante a noite se mostraram bem diferentes aos demais. Isto indica que as características de cisalhamento vertical deste evento são dominantes em comparação aos demais casos.

Os valores médios de  $h$ , temperatura potencial no topo ( $\bar{\theta}_h$ ), e no interior da CLP ( $\bar{\theta}_{CLP}$ ) reiteram os impactos dos sistemas precipitantes (Tabela 4.1). O valor de  $\bar{h}$  esteve abaixo de 900 m em todo o período, sendo mais profunda no período seco com quase 1 km. Durante o intervalo seco,  $\bar{h}$  foi aproximadamente 100 e 200 m mais espessa em relação aos seus valores calculados nos dias de VCAN e de ZCIT, respectivamente. As taxas de crescimento da CLP foram maiores durante a transição noturna-diurna, ou seja, nos horários entre 6 e 12 UTC. Neste intervalo, a CLP cresceu mais de 600 m em apenas 3 horas desde o amanhecer. Porém, esta tendência não permaneceu nas 6 horas seguintes, onde sua espessura foi acrescida em menos de 300 m entre 12 e 18 UTC. A magnitude das taxas de crescimento levantou dúvidas sobre a sensibilidade do algoritmo de LL10 para situações de transição da CLP da área estudada.

Figura 4.8 - Perfil vertical médio das radiossondas considerando o período total da campanha, bem como, os respectivos casos selecionados (Seco, VCAN e ZCIT). As colunas representam a temperatura potencial, umidade específica, e velocidade do vento na ordem da esquerda para direita, respectivamente, para os horários de 0 UTC (a,b,c), 6 UTC (d,e,f), 12 UTC (g,h,i) e 18 UTC (j,k,l).



Fonte: Produção do autor.

A primeira hipótese está relacionada aos ajustes produzidos no método LL10. O termo responsável pela classificação do tipo de CLP em função da intensidade da inversão térmica,  $\delta_s$ , foi ajustado para apenas 10% do valor obtido por Liu e Liang (2010), 1 K. Em virtude disso, o algoritmo detectou, na verdade, a camada residual ao invés da camada instável. O gradiente térmico na camada residual tende a zero assim como a camada de mistura da CLP convectiva, onde acima de seu topo há uma inversão térmica positiva (STULL, 1988). Em virtude das características de CLP costeira da região estudada, a magnitude dessa inversão tende a ser menor que em médias latitudes, conforme argumentam Krishnamurti et al. (2013). A confirmação desta primeira hipótese pode ser verificada ao analisar os perfis médios noturnos, cuja camada residual esteve bem definida no período seco (disponível na figura anterior). O topo dessa camada residual mostra um topo próximo aos valores de  $\bar{h}$  calculados em 12 UTC. Tal comportamento sugere que a inversão térmica configurada no algoritmo LL10 detectou o topo desta camada residual. A razão é que a inversão na camada instável subjacente não havia atingido o limiar pré-definido de  $\delta_s$ . A segunda hipótese é relacionada às condições geográficas e meteorológicas de Alcântara. A forçante térmica atua rapidamente na instabilidade convectiva nas primeiras horas após o amanhecer, enquanto o vento ainda está calmo. Nas horas seguintes, a circulação da brisa marítima se intensifica e, assim, fortalece o vento próximo da superfície. O aumento do cisalhamento vertical do vento atua na mistura vertical da CLP através da turbulência mecânica. Por consequência, tal comportamento da turbulência reduz a instabilidade convectiva e, assim, a taxa de crescimento de  $h$ .

A estrutura térmica média da CLP mostra características individuais distintas entre os períodos selecionados. Primeiro, a camada limite teve o topo ( $\bar{\theta}_h$ ) e o perfil ( $\bar{\theta}_{CLP}$ ) mais quente entre os três intervalos estudados, como era esperado. A característica noturna dos eventos precipitantes foi importante na redução destes parâmetros nos horários 0 e 6 UTC, mais frios que o período seco em até 2 K. Um fato curioso é a equivalência de entre os períodos seco e VCAN, embora o topo da camada nos dias sem precipitação tenha sido cerca de 1 K mais quente. Conforme constatado na seção anterior, a estrutura térmica durante o VCAN foi pouco afetada, exceto pelo aprofundamento da CLP estável durante algumas horas do dia 13 e pela redução da altura da isoterma de 300 K para aproximadamente 600 m. Logo, esta semelhança de  $\bar{\theta}_{CLP}$  pode estar relacionada a condição observada no VCAN, enquanto a redução vertical da isoterma ajuda a compreender a diferença de  $\bar{\theta}_h$ . Os conceitos clássicos afirmam que a ocorrência de precipitação estabiliza rapidamente uma CLP convectiva através da remoção do conteúdo de ar misturado e saturação de umidade das termas (OKE, 1987; STULL, 1988). Porém, os parâmetros térmicos mostrados na

tabela apontam que apenas a ZCIT seguiu estes conceitos. Sendo assim, a próxima seção busca entender o motivo destas diferenças através da análise da estabilidade atmosférica.

Tabela 4.1 - Valores médios da altura da CLP ( $\bar{h}$ ), da temperatura potencial em  $h$  ( $\bar{\theta}_h$ ) e da temperatura potencial média entre a superfície e  $h$  ( $\bar{\theta}_{CLP}$ ) nos horários das radiossondas durante os diferentes períodos de março de 2010, considerando o método de LL10 para  $h$ .

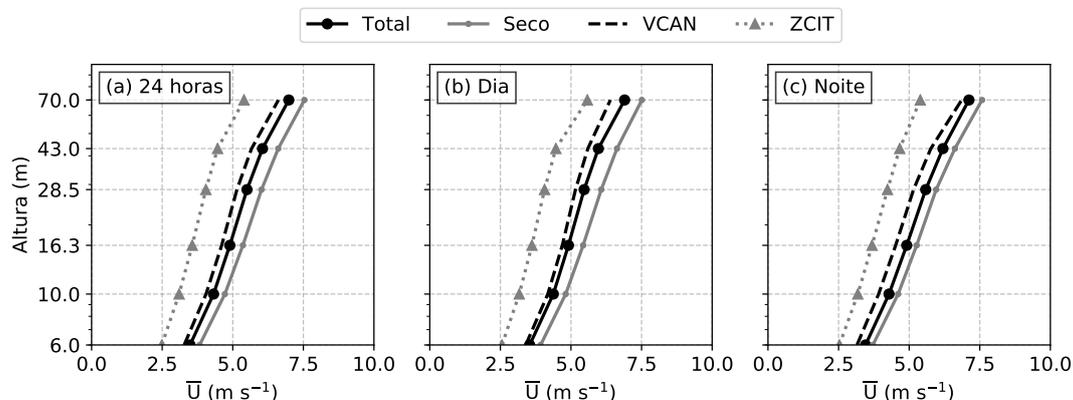
Parâmetro	Hora (UTC)	Período			
		Período total	Seco	VCAN	ZCIT
$\bar{h}$	0	40	33	33	26
	6	41	33	32	52
	12	696	828	705	431
	18	883	991	909	734
$\bar{\theta}_h$	0	299.9	300.2	298.8	299.2
	6	299.3	299.8	298.6	298.2
	12	301.7	302.5	301.8	299.9
	18	303.6	304.3	303.9	302.5
$\bar{\theta}_{CLP}$	0	299.8	299.7	298.6	298.1
	6	299.3	301.7	300.9	299.6
	12	301	301.7	300.9	299.6
	18	302.3	302.6	302.4	301.5

#### 4.4 Estabilidade atmosférica

Os resultados apresentados até o momento indicam que a CLP local possui padrões térmicos e mecânicos distintos para cada condição sinótica presente. Contudo, a estrutura próxima da superfície aparenta ser pouco modificada ao longo de março de 2010, independentemente do horário ou situação atmosférica presente. Esse cenário reforça a hipótese de quase neutralidade local da CLP. A tendência deste comportamento da estabilidade é observada não apenas nos dias secos, onde tende a ser contínua, mas também em intervalos do período chuvoso.

A Figura 4.4 apresenta os valores médios dos perfis logarítmicos do vento na torre anemométrica assumindo três intervalos horários (24 horas, dia e noite) nos períodos sinóticos selecionados, como também, para a média do mês. A partir destes perfis, é possível identificar uma tendência próxima da linearidade abaixo de 43 m de altura indicando o comportamento de neutralidade.

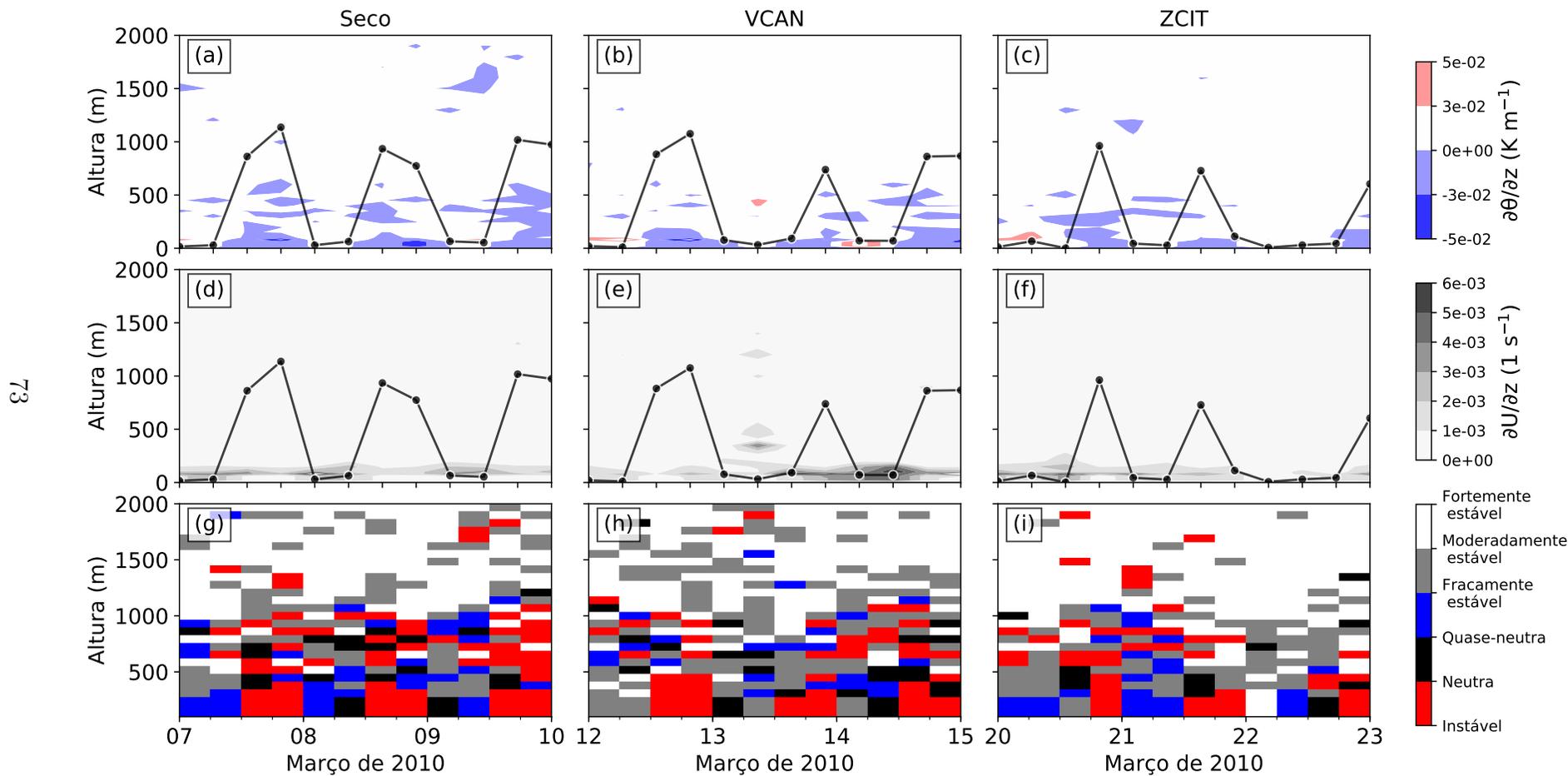
Figura 4.9 - Perfil logarítmico do vento calculado através dos valores médios da velocidade escalar coletada na torre anemométrica, considerando o ciclo diário completo de 24 horas (a), dia (b) e noite (c) para todo o período total, seco, VCAN e ZCIT.



Fonte: Produção do autor.

Os resultados de  $h$  e da estabilidade na CLP obtidos através das radiossondas são mostrados na Figura 4.10. A cenário de instabilidade estática esteve presente abaixo de 500 m nos horários de desenvolvimento convectivo da camada (Figura 4.10a,b,c). Acima deste nível, uma estrutura com espessura média entre 100 a 200 m mostrou baixa frequência de empuxo, principalmente nos dias secos. O diagnóstico acima de 1 km sugere que as camadas estavam bem estratificadas, indicando que a interação com a superfície já não se fazia mais presente. Os valores de  $\partial U/\partial z$  foram mais intensos entre 50 e 150 m durante os eventos selecionados (Figura 4.10d,e,f). O cisalhamento durante o VCAN nestas alturas foi mais intenso, em concordância com o perfil do vento na torre anemométrica nesse período. A evolução de  $h$  indica que seu valor foi próximo ao topo da coluna mais instável, concordando com os valores obtidos por Fisch (2012). Logo acima desta interface, o diagnóstico de  $Ri$  induz que as categorias de fracamente estável a fortemente estável são dominantes durante todo o período de observações. A condição de quase neutralidade esteve presente com maior frequência abaixo de 500 m. Esta característica foi observada nos períodos noturnos dos dias secos, bem como, nos intervalos posteriores aos sistemas VCAN e ZCIT. Na comparação direta entre estes dois eventos meteorológicos, a ZCIT foi o evento que mais resfriou a CLP no CLA, tornando sua estabilidade mais estável. O cisalhamento vertical do vento e os perfis de temperatura observados durante esse sistema confirmam essa característica.

Figura 4.10 - Ciclo diário do gradiente vertical da temperatura potencial (a,b,c), cisalhamento vertical do vento (d,e,f), e número de Richardson (g,h,i) para cada evento sinótico. A linha contínua preta representa  $h$  calculada pelo método LL10.



Fonte: Produção do autor.

#### 4.4.1 Estudo complementar: Período seco/2016 e chuvoso/2017

As observações obtidas durante o período chuvoso anômalo de março de 2010 sugerem que a estabilidade atmosférica oscila entre a neutralidade e fraca estabilidade. Porém, esta verificação foi produzida apenas com os perfis anemométricos da torre e medições das radiossondas. A ausência de medições do gradiente vertical térmico no interior da camada limite superficial dificulta uma conclusão mais precisa. Deste modo, esta seção discute um estudo de caso para complementar esta análise utilizando dados da nova torre anemométrica de Alcântara ( $2^{\circ}19'8,5''\text{S}$ ;  $44^{\circ}22'6''\text{W}$ ). Esta torre possui dez níveis de medição do vento (10 a 100 m, com intervalo de 10 m), três de temperatura e umidade relativa do ar (20, 40 e 60 m), todos armazenados a cada 10 minutos. Os dados comparados nesta seção são referentes a 30 dias seguidos nos meses de novembro de 2016 e entre 25 de março a 24 de abril de 2017, correspondendo aos períodos seco e chuvoso local, respectivamente. Em virtude de falhas e ausência de dados de diferentes instrumentos durante as primeiras semanas de março/2017, o período de 30 dias entre este mês e o seguinte foi selecionado por ter apresentado mais de 90% de dados disponíveis.

O foco deste estudo de caso é confirmar a predominância da estabilidade quase-neutra nas estações seca e chuvosa na região de Alcântara-MA. Sendo assim, apenas os parâmetros perfil logarítmico do vento, razão entre  $U_{100}$  com  $U_{40}$ ,  $Ri$ ,  $\Delta\theta$  entre 60 e 40 m; relação entre  $\partial\bar{U}/\partial z$  e  $\partial\theta/\partial z$ . Também, os efeitos turbulentos e intermitentes do perfil do vento podem ser analisados através do índice de turbulência ( $I$ ), como sugerem Bergström et al. (1988).

As condições sinóticas de meso e larga escala atuantes sobre a região de Alcântara foram reportadas pelos boletins técnicos de tempo e de clima do CPTEC/INPE. Estas informações destacam que houve uma redução de até 40% da precipitação entre novembro/2016 a abril/2017. Durante novembro/2016 foi observada uma anomalia positiva da temperatura da superfície do Atlântico Tropical Norte, a incidência de ventos fracos em baixos níveis e o posicionamento da ZCIT ao norte da sua posição climatológica favoreceram o déficit pluviométrico na região NNEB. Os principais registros meteorológicos obtidos em Alcântara em novembro/2016 foram: ausência total de precipitação; temperatura do ar (observada em 40 e 60 m na torre) com amplitude diária inferior a  $2^{\circ}\text{C}$ , oscilando entre  $27$  e  $29^{\circ}\text{C}$ ; vento com intensidade entre  $5$  e  $15\text{ m s}^{-1}$  para níveis acima de 40 m de altura, e direção predominante de nordeste.

Por outro lado, os padrões meteorológicos entre março e abril de 2017 foram caracte-

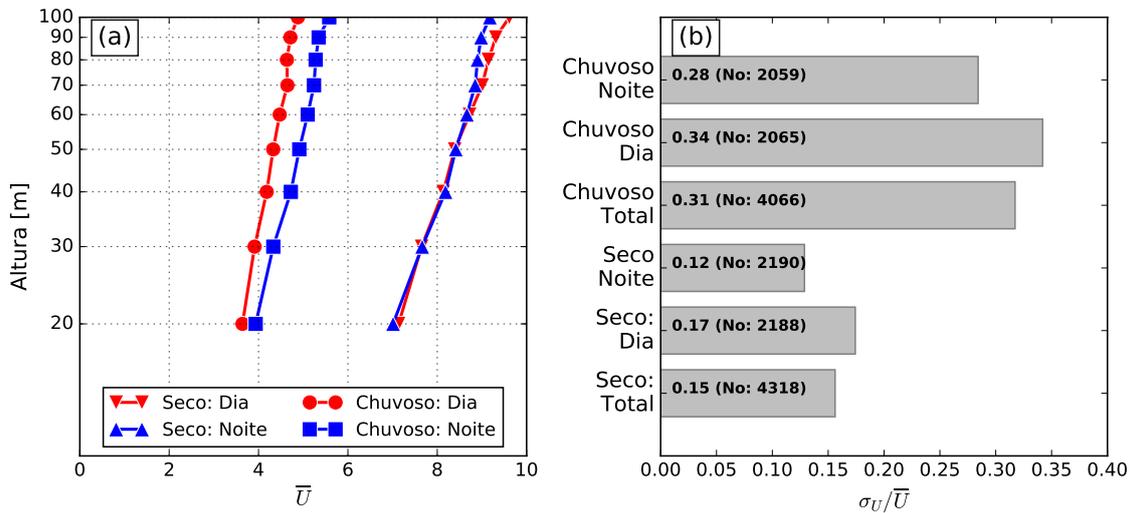
rizados pela confluência de umidade em baixos níveis, com escoamento predominante de leste a nordeste. Estes comportamentos combinados com a proximidade da ZCIT e a difluência em altos níveis resultaram na formação de precipitação sobre a região aqui estudada. Nos altos níveis, um cavado esteve posicionado desde o Nordeste até o Atlântico em 40°S aproximadamente, contribuindo para formação de instabilidades sobre o NNEB. Em baixos níveis atmosféricos, o padrão do escoamento de nordeste, intensificação dos ventos alísios associados à ZCIT e a difluência em altos níveis, também beneficiaram a formação de sistemas convectivos locais. As observações coletadas na torre anemométrica e no pluviômetro instalado no local indicaram: valores horários de precipitação entre 5 a 40 mm nos dias 25/março a 4/abril, abaixo de 10 mm entre 9 a 21/abril e entre 20 e 40 mm entre 24 e 25/abril; amplitude térmica média de 4 °C, variando entre 24 a 29 °C, aproximadamente; velocidade do vento entre 2 a 10 m s<sup>-1</sup> em praticamente todo o intervalo selecionado, com direção de nordeste (dias sem precipitação) a sul (dias com precipitação).

Os padrões quase lineares nos valores médios do perfil logarítmico do vento sugerem a tendência de neutralidade, como mostra a Figura 4.11a. Com velocidades entre 7 a 10 m s<sup>-1</sup>, os perfis do período seco são bastante similares entre dia e noite, sendo mais intensos (até 0,4 m s<sup>-1</sup>) durante o primeiro intervalo. No mês seco, o comportamento foi praticamente retilíneo entre 20 e 60 m de altura, e os ventos noturnos acima de 60 m indicam um ajuste mais estável que o dia. Este é um resultado esperado pois a estratificação térmica na CLP noturna é favorecida por condições de céu claro, tornando o resfriamento radiativo da superfície mais intenso que em dias nublados. Além disto, a distinção entre os valores diurnos e noturnos acima de 60 m na época seca indica uma potencial influência da CLP marítima, como discutido por Reuter et al. (2004). O período chuvoso indica velocidade do vento em torno da metade do valor médio da estação seca. Os perfis diurnos e noturnos deste período também são mais divergentes que a época seca, entre 0,3 a 0,7 m s<sup>-1</sup> nos níveis de 20 e 100 m, respectivamente. Ao contrário dos valores observados no período seco, o perfil vertical noturno do intervalo chuvoso foi mais intenso que o perfil diurno. Como a precipitação noturna foi uma característica típica da estação chuvosa, sendo um padrão já reportado anterior (BRITO, 2013; CALHEIROS, 2013; KOUSKY, 1980), este comportamento pode ser associado aos *downdrafts* ocorridos durante a passagem dos sistemas convectivos sobre o local. A incidência destas correntes descendentes de ar tende a tornar o vento próximo da superfície mais intermitente, com maior turbulência mecânica e estaticamente estável.

A Figura 4.11b exibe os valores do índice de turbulência para diferentes intervalos

horários, além do número total de casos para cada classe. A avaliação da turbulência através de  $I$  comprova que o período chuvoso tende a ser mais turbulento que o período seco. Ao fracionar estas informações em ciclo diurno e noturno, é possível confirmar que durante o dia a turbulência é maior que a noite. A característica física de ventos mais intensos e menos variáveis nos dias sem precipitação da estação seca favorecem a menor turbulência mecânica. Por outro lado, os eventos precipitantes registrados entre março a abril de 2017 alteram significativamente a amplitude dos padrões em superfície, elevando a sua variabilidade.

Figura 4.11 - (a) Perfil logarítmico da velocidade média do vento entre os intervalos diurnos e noturnos nos períodos de novembro de 2016 (seco) e março-abril de 2017 (chuvoso) na região de Alcântara-MA. (b) Índice de turbulência, com o número total de amostras para cada condição.



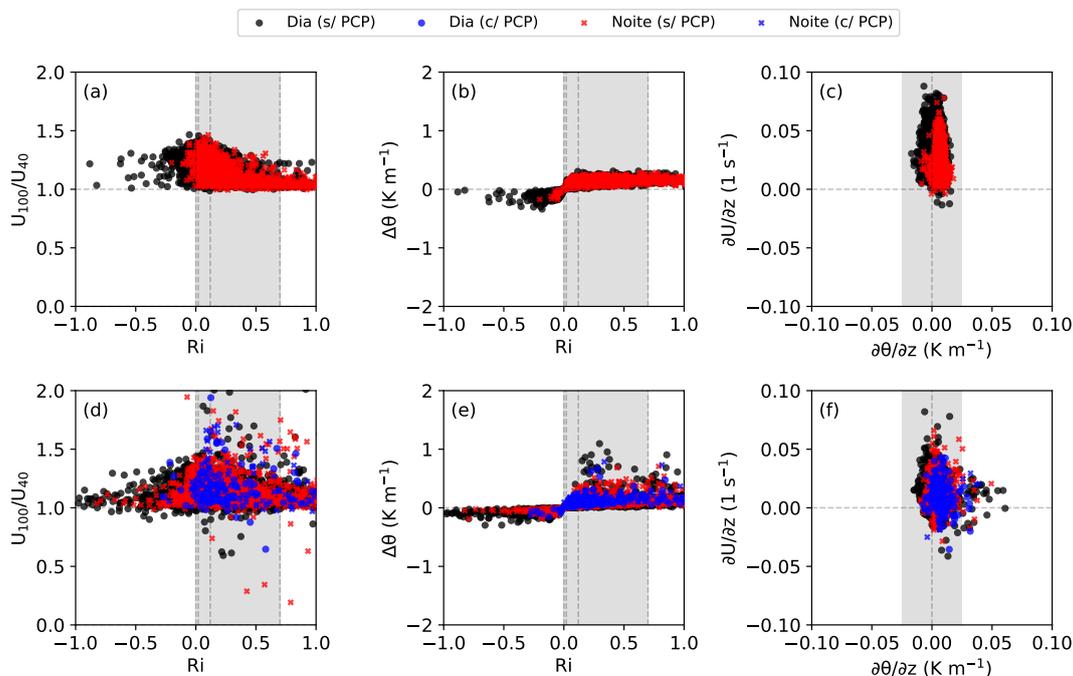
Fonte: Produção do autor.

A dispersão entre os valores da razão entre  $U_{100}$  e  $U_{40}$  com  $Ri$  no período seco exibida na Figura 4.12 a reforça a predominância entre estabilidade neutra a estável. A Tabela 4.2 sintetiza o percentual para cada classe de estabilidade, agora considerando apenas os critérios estável, instável e neutra. Durante o dia neste período, aproximadamente 52% dos valores de  $Ri$  estão delimitados no intervalo de neutralidade, enquanto estes índices para instabilidade e estabilidade são de 5% e 43%, respectivamente. Como esperado, a partição destes regimes de estabilidade é desbalanceada em favor do regime estável durante a noite, sendo agora próximo

a 71%. Entretanto, este percentual alcançou apenas 0,1% e 29% nos cenários neutros e instáveis, nesta ordem. Os padrões negativos e positivos de  $\Delta\theta$  correspondem corretamente aos períodos diurnos e noturnos, respectivamente (Figura 4.12b). O aquecimento diurno durante a manhã é maior nos níveis menos distantes da superfície terrestre, sendo, portanto, mais quentes que os níveis acima. Durante a noite, este padrão é invertido, ou seja, a estratificação do ar próxima da superfície permite um resfriamento radiativo mais rápido que na camada mais alta da torre. Os valores de  $\partial\theta/\partial z$  (Figura 4.12c) esteve 100% concentrado nos limites de quase neutralidade  $\pm 0,025 \text{ K m}^{-1}$  seja ao dia ou a noite. Este limiar de quase neutralidade se baseia no estudo de Tomasi et al. (2011), que define este valor como adequado para modelagem da CLP costeira em médias latitudes. Contudo, a definição de um limiar para CLP tropical ainda não havia sido proposto, embora Krishnamurti et al. (2013) já havia descrito a tendência de neutralidade desta camada. A predominância de ventos com baixa turbulência favorecem a esta condição próxima da neutralidade na CLP costeira, segundo os autores. Todavia, este limite deve ser diferente para zonas tropicais, onde estudos futuros podem atacar a climatologia do perfil térmico e dinâmico no interior da camada superficial através dos dados desta nova torre.

Os comportamentos observados durante o período seco foram encontrados de forma similar no intervalo chuvoso. Durante esse período, a relação entre  $U_{100}/U_{40}$  e  $Ri$  apresentou casos instáveis no intervalo diurno e noturno do que na época seca, como mostra a Tabela 4.2. O crescimento de casos instáveis coincide com os intervalos de ocorrência pluviométrica sobre o local, destacados na Figura 4.12d. A característica noturna da precipitação pode justificar o aumento para 36% de neutralidade nestes horários em função dos ventos mais intensos causados pelos *downdrafts*, enquanto ao dia esse percentual é reduzido para 29%. Após a passagem dos sistemas precipitantes, houve intensificação de  $\Delta\theta$  para valores superiores a 1 K (Figura 4.12e), por outro lado, o valor desse parâmetro esteve abaixo de 0,5 K em toda o período seco. Durante a ocorrência da precipitação, seu valor foi inferior a 0,2 K, confirmando a homogeneidade do perfil térmico causado pelo cessamento do aquecimento da superfície. De todo modo, a exposição da camada superficial local à precipitação não causou variação significativa no *lapse rate* de  $\theta$  (Figura 4.12f), com percentual de 98,3% e 99% durante o dia e noite, nessa ordem.

Figura 4.12 - Razão de velocidade do vento entre os níveis de 100 e 40 m (a, d), gradiente de  $\theta$  entre 60 e 40 m (b, e) e perfil vertical do vento entre 100 e 40 m (c, f). A linha superior (inferior) remete aos intervalos diurnos e noturnos do período seco (chuvoso). A área cinza representa o intervalo de neutralidade atmosférica sugerido por Sorbjan (2010) e Tomasi et al. (2011) para  $Ri$  e  $lapse rate$  de  $\theta$ , respectivamente.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.2 - Valores percentuais para cada classe de estabilidade atmosférica nos respectivos períodos (seco e chuvoso) e intervalos horários (dia e noite).

Estabilidade/Período	Seco/Dia	Seco/Noite	Chuvoso/Dia	Chuvoso/Noite
<b>Estável</b>	43%	71%	59%	61%
<b>Neutra</b>	52%	29%	29%	36%
<b>Instável</b>	5%	0,1%	12%	3%

Após a análise dos dados foi possível constatar que a estabilidade atmosférica na camada superficial dos períodos seco e chuvoso varia entre as condições de estabilidade neutra a fracamente estável. Apesar deste estudo de caso ter sido produzido com medições coletadas posteriormente aos dados discutidos na análise observacional de março de 2010, os eventos sinóticos observados atuaram em períodos semelhantes. É importante destacar também que esta conclusão se sustenta nas informações uti-

lizadas com baixa frequência temporal. Logo, estudos futuros precisam aprofundar esta discussão com a utilização de medições de alta frequência, como [Magnago et al. \(2010\)](#) realizaram para período seco (agosto/1999) de Alcântara. A documentação dessas características de estabilidade atmosférica auxiliará na identificação de eventuais limitações dos experimentos numéricos.



## 5 ESTUDO NUMÉRICO

### 5.1 Experimento WRF3D

A primeira seção desse subcapítulo avalia os impactos do refinamento topográfico nos campos de superfície, seguindo a configuração física CTRL de [Silva \(2013\)](#). Em seguida, a sensibilidade física das diferentes parametrizações de CLP é discutida, buscando identificar as suas potencialidades e limitações. Por fim, a última seção verifica e compara os experimentos numéricos através de diagramas de erro (bias e RMSE) e de Taylor (desvio padrão, correlação e desvio do RMSE).

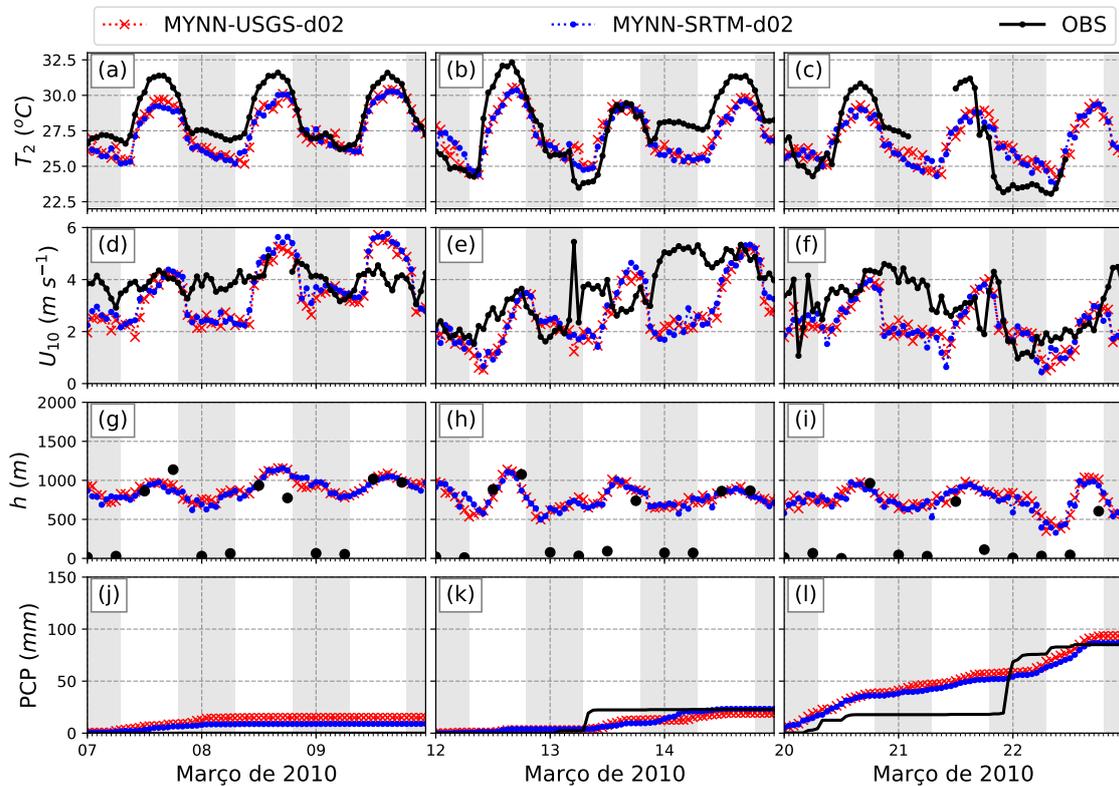
#### 5.1.1 Efeitos do refinamento topográfico

A Figura 5.1 mostra a evolução horária de  $T_2$ ,  $U_{10}$ ,  $h$  e precipitação ( $PCP$ ) dos valores observados e estimados usando as diferentes topografias. Não houve diferença significativa após a atualização topográfica no desenvolvimento horário de  $T_2$  (Figura 5.1a,b,c). O período noturno apresentou desvios próximos a 1 °C entre os experimentos com SRTM e com USGS, principalmente durante a ZCIT. Considerando a diferença global de  $T_2$  entre observações e todas as simulações apresentadas, este desvio é de até 3 °C. Os resultados de  $U_{10}$  (Figura 5.1d,e,f) também não indicaram diferenças expressivas com o refinamento. Todavia, foi possível identificar uma maior aproximação entre a série observada com a simulada pelo domínio 2 com SRTM nos horários noturnos. Esta característica ficou evidenciada no campo zonal do vento (figura não mostrada), principalmente durante os eventos precipitantes. A atualização topográfica do continente pode ter favorecido na descrição aerodinâmica do vento que sopra em direção ao oceano durante a noite. Sendo assim, o balanço entre a brisa terrestre com os alísios de nordeste deve ter sido melhor descrito com a adição do SRTM no modelo. Essa afirmação que a redução na diferença de altura do modelo após a atualização com a altura observada tenha sido favorável a esse desempenho, como descreve [Warner \(2011\)](#). A evolução horária de  $h$  (Figura 5.1g,h,i) também se apresenta indiferente ao tipo de topografia, com exceção da precipitação acumulada (Figura 5.1j,k,l). A diferença média de  $h$  foi inferior a 100 m entre as simulações com SRTM e com USGS. Durante a noite, os experimentos indicam um viés elevado em relação às observações.

A precipitação acumulada durante o intervalo dos eventos VCAN (Figura 5.1k) e ZCIT (Figura 5.1l) atingiu viés inferior a 5 mm após 84 horas de integração. O modelo obteve diferença superior a 8 mm antes da inclusão do SRTM, com maior erro durante os dias secos (viés > 13 mm). Entretanto, as simulações de precipitação

foram aprimoradas consideravelmente durante a atuação dos eventos sinóticos, principalmente para o domínio 2 com SRTM. Contudo, é válido destacar que existe uma defasagem temporal na determinação da precipitação horária calculada pelo modelo em todas as configurações apresentadas. Durante o VCAN, o CTRL antecipou a ocorrência de precipitação leve (volume  $\leq 5 \text{ mm h}^{-1}$ ) entre 12 UTC do dia 12 a 0 UTC do dia 13. Após esse intervalo, foi observado também um atraso das taxas moderadas ( $\geq 10 \text{ mm h}^{-1}$ ).

Figura 5.1 - Série temporal dos valores observados e simulados de  $T_2$  e  $U_{10}$  usando diferentes topografias (USGS e SRTM) nos dois domínios do experimento WRF3D-CTRL durante os três períodos selecionados: seco (a; b), VCAN (c; d) e ZCIT (e; f). A ausência de informações de  $T_2$  em (e) foi associada a falhas de medição durante período intenso da ZCIT.



Fonte: Produção do autor.

Como os perfis verticais de  $\theta$  e de  $U$  indicaram uma sensibilidade praticamente nula após a atualização do relevo, esses resultados não serão mostrados. Contudo, vale mencionar algumas variações pontuais na evolução térmica na região de transição entre 500 e 1000 m de altura. A sensibilidade do CTRL no perfil vertical do vento

também se mostrou indiferente, ao contrário do que se esperava. O efeito aerodinâmico das falésias na estrutura do vento próximo da superfície não foi observado em praticamente todos os experimentos com SRTM e USGS. A exceção foi encontrada na diferença abaixo de 500 m, sendo possivelmente um efeito direto das novas características do relevo. [Teixeira et al. \(2014\)](#) também mostraram que o refinamento topográfico não produziu ganho significativo para regiões com relevo não complexo em Portugal. Entretanto, esses autores avaliaram a sensibilidade do modelo perante o refinamento para regiões continentais distantes da zona costeira, ao contrário deste trabalho. De todo modo, a investigação desses campos para regiões mais distantes da costa, onde a atualização possa ter resultado em maiores mudanças de topografia, se faz necessária.

Os resultados desta seção permitem concluir que a adição da nova topografia depende da finalidade no uso do modelo. Além disso, se espera que a sensibilidade nas estimativas dos campos superficiais seja maior com um refinamento horizontal das simulações mais detalhado. [Reuter \(2013\)](#) e [Silva \(2013\)](#) avaliaram a sensibilidade do WRF em relação a resolução horizontal dos domínios para a região e obtiveram conclusões semelhantes. Contudo, seus estudos abordaram apenas a topografia USGS e o perfil vertical do vento durante a ZCIT. Para justificar esta homogeneidade entre os resultados, os autores sugeriram que o fato da direção predominante do vento ser de nordeste (oceano  $\rightarrow$  continente), a CLP em Alcântara seria pouco sensível às características continentais. Desse modo, a inexpressiva sensibilidade de  $T_2$  e  $U_{10}$  no WRF com SRTM ou USGS pode ser melhor compreendida. Os estudos futuros poderiam investigar também o impacto do refinamento topográfico na versão de simulações de grandes vórtices do WRF. A possibilidade de definição do espaçamento entre poucas centenas a algumas dezenas de metros deverá ser mais sensível à resolução de 90 m do SRTM que os experimentos aqui discutidos.

### 5.1.2 Sensibilidade das parametrizações de CLP

O ciclo diário de  $T_2$  e  $U_{10}$  obtido com as parametrizações de CLP selecionadas do WRF3D é mostrado na [Figura 5.2](#). Durante os dias secos, as simulações indicaram um viés de até 3 °C, sendo maior nos horários noturnos ([Figura 5.2a](#)). O desempenho global dos esquemas se equiparam a partir de 12 UTC do dia 8 de março, com erro inferior a 1 °C. O início do ciclo foi determinado com boa precisão pelas simulações, mas com atraso de até 1 hora em períodos de transição (amanhecer e anoitecer). Uma tendência de resfriamento acentuado entre 2 a 3 °C foi identificada nos esquemas QNSE e CTRL (i.e. MYNN), enquanto as observações não seguem

este comportamento. Este padrão já era esperado após a verificação da sua baixa amplitude térmica observada no local, discutida no capítulo anterior. Apesar do ACM2 ter obtido o melhor desempenho global nestes dias, foi a única configuração de  $T_2$  que indicou um resfriamento entre 15 e 20 UTC em 9 de março.

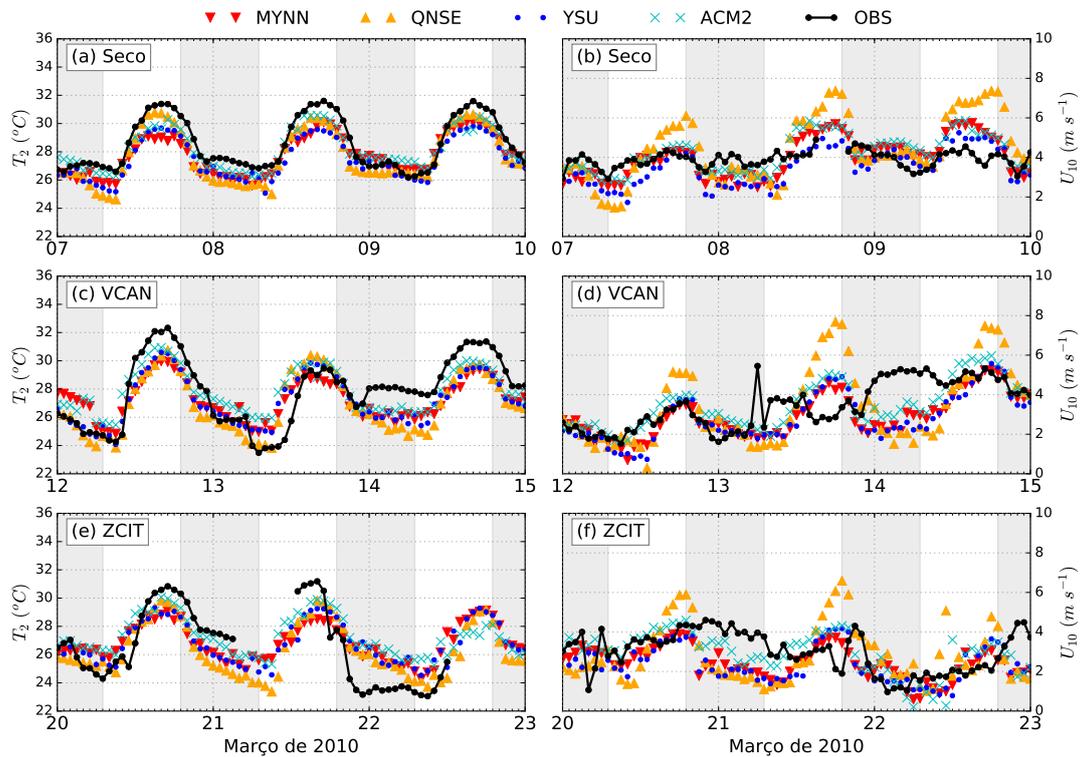
Com a entrada dos sistemas convectivos entre 12 a 14 de março, houve queda na qualidade das simulações durante o dia e melhoria nos intervalos noturnos. Entretanto, QNSE permaneceu com maior viés frio neste período do VCAN, principalmente após o início da noite. Os esquemas não-locais ACM2 e YSU se mostraram novamente mais eficientes, assim como visto nas primeiras 12 horas do dia 12 (Figura 5.2c). Contudo, esse desempenho foi descontinuado após a intensa precipitação registrada durante 6 e 12 UTC no dia 13, devido a redução de  $T_{2OBS}$  em quase 3 °C. Ao longo desse evento pluviométrico mais intenso, o QNSE foi mais próximo das observações. Todavia, a qualidade na simulação deste esquema pode ter sido apenas uma consequência do seu resfriamento contínuo iniciado na noite anterior.

Após a passagem do sistema (i.e. a partir de 18 UTC do dia 13), a rápida recuperação da amplitude térmica observada não foi reproduzida por nenhuma das configurações físicas testadas. Tal dificuldade global das simulações deve ter impactado diretamente no diagnóstico de  $T_2$  para o dia seguinte, cujo viés foi próximo a 2 °C. A eficiência do ACM2 permaneceu durante o período diurno do evento ZCIT. Contudo, o forte resfriamento observado durante este evento não foi reproduzido pelas parametrizações. De todo modo, o esquema QNSE atingiu os menores erros de  $T_2$  durante este evento meteorológico. Um dos atributos desta parametrização é a sua versatilidade em ambientes com moderada a forte estabilidade estática, permitindo simulações próximas da superfície mais realísticas, como defendem [Tastula et al. \(2016\)](#) e [Cohen et al. \(2015\)](#). A análise observacional mostrou que uma das consequências da ZCIT foi a intensificação positiva da estabilidade estática através do resfriamento acentuado. O viés térmico geral das parametrizações entre 2 a 5 °C durante 0 e 12 UTC no dia 21 coincide com o período de atraso na simulação de precipitação acumulada. Este resultado reitera a qualidade do QNSE durante a intensificação da CLP estável no local.

A evolução temporal de  $U_{10}$  durante a ZCIT simulado por MYNN atingiu o menor viés em comparação aos demais esquemas (Figura 5.2f). Porém, este desempenho não foi reproduzido nos outros casos selecionados. Durante os dias secos e de VCAN, a configuração QNSE obteve as maiores amplitudes na determinação de  $U_{10}$ , principalmente durante o dia com aproximadamente 6 m s<sup>-1</sup>. Entretanto, a baixa

qualidade desta configuração foi aprimorada durante a ZCIT. Os picos observados do vento relacionados aos efeitos locais do VCAN (Figura 5.2d; entre 10 a 12 UTC em 13/março) e ZCIT (Figura 5.2f; entre 5 a 8 UTC de 20/março e 20 a 23 UTC de 21/março) não foram representados por nenhuma das configurações. A escala espacial observada destes picos dificulta a determinação efetiva do modelo.

Figura 5.2 - Ciclo diário observado e simulado de  $T_2$  (1ª coluna) e  $U_{10}$  (2ª coluna) usando as quatro parametrizações de CLP durante o período seco (a, b), VCAN (c, d) e ZCIT (e, f). As informações são referentes ao domínio 2 e relevo SRTM.



Fonte: Produção do autor.

As estimativas de temperatura e vento durante a noite nos dias sem precipitação foram problemáticas em todos os experimentos com WRF3D (Figura 5.2b). Essa é uma limitação conhecida pela comunidade científica, denominada como efeito de *runaway cooling* (LOUIS, 1979; STEENEVELD, 2014). Em síntese, este mecanismo ocorre em situações de forte estabilidade onde o resfriamento radiativo das camadas estratificadas é ainda mais intenso que nas situações fracamente estáveis. De acordo com McNider et al. (1995), quando a forçante do resfriamento térmico se desenvolve mais

rapidamente que o cisalhamento vertical do vento horizontal, a produção de energia turbulenta é suprimida e a superfície pode se desacoplar das camadas superiores. Tal comportamento tende a tornar os ventos próximos da superfície mais calmos à medida que a transferência vertical de *momentum* é enfraquecida. O problema é que este processo ainda não é resolvido adequadamente no tratamento da CLP estável (DERBYSHIRE, 1999). De acordo com o autor, a limitação numérica na descrição da condição fortemente estável da CLP está associada à dificuldade em definir qual é o limiar crítico do  $Ri$ . A classificação do tipo de estabilidade depende desse parâmetro, pelo menos nos modelos que fazem uso dos conceitos de Monin-Obukhov. A principal consequência dessa deficiência nos modelos é que uma vez a superfície esteja desacoplada, as simulações não conseguem realizar novamente o acoplamento entre as camadas. Sendo assim, o resfriamento superficial tende a ser contínuo, elevando o viés dos prognósticos de  $T_2$  e  $U_{10}$ . Segundo Steeneveld (2011) e Jiménez et al. (2012), o tratamento numérico desse efeito é relacionado às funções de estabilidade (i.e. resolvidas pela parametrização de camada superficial, geralmente baseadas na teoria da similaridade de Monin-Obukhov) e ao truncamento de  $u_*$  mínimo diante de situações de céu claro em noites moderadamente a fortemente estáveis.

As implicações destes problemas nos modelos de diferentes centros internacionais são discutidas por Sandu et al. (2013). Esses centros ajustam as funções de estabilidade para corrigir os diagnósticos de  $T_2$  ou  $U_{10}$ . O motivo é que seus modelos operacionais tendem a maiores erros na determinação da CLP estável em virtude da forte mistura turbulenta. Segundo os autores, um dos principais erros relacionados a dificuldade de prognóstico da temperatura na CLP estável é a advecção horizontal dos campos termodinâmicos. Após a adição de uma função de estabilidade *long-tail* e redução do primeiro nível vertical do modelo global do ECMWF, houve uma melhoria bastante significativa de  $T_2$  durante a noite sobre áreas continentais. Logo, é interessante que estudos futuros investiguem se essas alterações também podem exercer algum impacto nas simulações do WRF3D. Maiores detalhes sobre as funções de estabilidade *long-tail* são discutidas por Louis (1979) e Steeneveld (2011).

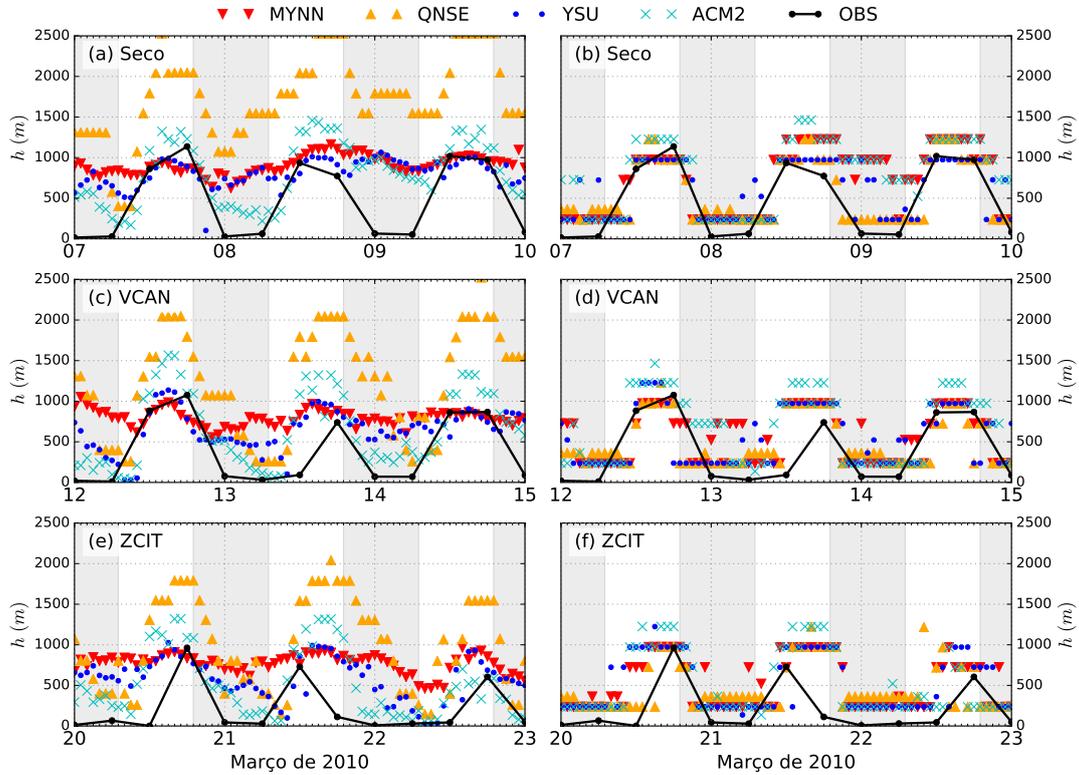
A evolução horária de  $h$  obtida pelas parametrizações de CLP e calculada pelo método LL10 permite identificar importantes características de cada esquema na Figura 5.3. Primeiramente, foi possível identificar que o esquema ACM2 atingiu maior semelhança às observações durante a noite em todos os eventos selecionados, considerando as estimativas de  $h$  calculada originalmente pelos esquemas. Entretanto, esta parametrização teve seu desempenho reduzido durante o dia, sendo substituída agora por MYNN como melhor esquema neste intervalo horário. No período seco

(Figura 5.3a), a qualidade do ACM2 pode ter sido beneficiada por seu tratamento híbrido da turbulência durante a noite, embora os esquemas QNSE e MYNN não tenham apresentado o mesmo viés. Além disto, QNSE mostra um ciclo diário de  $h$  bem distante dos demais esquemas no intervalo diurno, com superestimativas  $\geq 1$  km nos casos selecionados. A justificativa é que o resfriamento radiativo próximo da superfície ocorre localmente entre camadas, estratificando as outras camadas adjacentes ao longo do tempo. Logo, espera-se que parametrizações locais descrevam esta característica de forma mais realística que os esquemas não-locais.

A aplicação do método LL10 permitiu um ganho considerável na qualidade das estimativas de  $h$ . O objetivo na aplicação desta metodologia foi padronizar a intercomparação das parametrizações com os valores observados através de uma formulação única, assim como sugerido por Xie et al. (2012). No período diurno e seco (Figura 5.3b), o uso deste método favoreceu o esquema QNSE, onde seu viés agora foi reduzido de  $\cong 1000$  m para 150 m. Ainda nos dias secos, todos os esquemas foram aprimorados durante a noite, assim como também durante os eventos chuvosos (Figura 5.3b e 5.3c). Este comportamento indica que o cálculo original das parametrizações para o topo da CLP noturna é uma limitação importante que deve ser tratada. Entretanto, o uso de LL10 nos perfis termodinâmicos obtidos pelos esquemas indicou uma defasagem no crescimento da CLP após a ocorrência da precipitação do VCAN e ZCIT.

O esquema de MYNN é o único testado com fechamento de turbulência úmida explícito, adequado para áreas costeiras, segundo seus desenvolvedores (NAKANISHI; NIINO, 2004; NAKANISHI; NIINO, 2009). Porém, Huang e Peng (2017) mostraram a dificuldade desta parametrização em locais com superfície heterogênea (vegetação e relevo). Após correção na função de estabilidade e no comprimento de mistura turbulenta do esquema, os erros nas estimativas de  $T_2$  e  $U_{10}$  foram bastante reduzidos. Segundo os autores, o principal motivo para esta melhoria foi a descrição numérica mais realística do balanço de umidade e *momentum* nas camadas mais baixas da CLP. As configurações com YSU e QNSE foram aprimoradas nos horários noturnos durante os eventos precipitantes. Como foi observado no capítulo anterior, a magnitude desses eventos favoreceu o resfriamento e saturação de umidade no interior da CLP, intensificando a sua estabilidade. Essa característica positiva do YSU é justificada por Hong (2010) como sendo excesso de mistura turbulenta desse esquema. O autor afirma que um dos aprimoramentos nessa parametrização esteve direcionada aos processos turbulentos mais estáveis nas camadas próximas da superfície. Sobre o esquema QNSE, Tastula et al. (2016) relataram as mesmas dificuldades nos ciclos

Figura 5.3 - Ciclo diário da altura da CLP calculada diretamente pelas parametrizações de CLP (1ª coluna) e pelo método LL10 (2ª coluna) usando as informações do WRF simuladas durante o período seco (a; b), VCAN (c; d) e ZCIT (e; f). A área sombreada em cinza delimita o intervalo noturno local. A configuração destes resultados é referente ao domínio 2 com relevo SRTM.



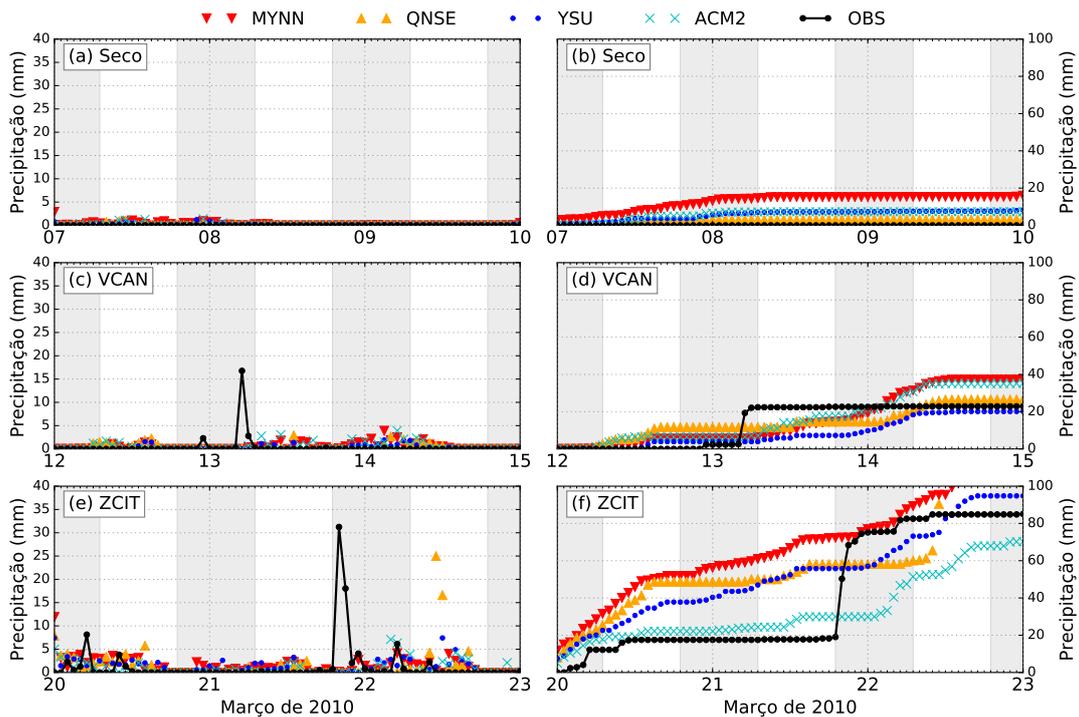
Fonte: Produção do autor.

diurnos, onde o elevado viés térmico foi conservado ao longo do dia até meados do período noturno.

A precipitação horária e acumulada obtida pelos experimentos indicam dois desempenhos distintos (Figura 5.4). As simulações de todos os esquemas foram defasadas temporalmente em relação as observações em aproximadamente  $\pm 12$  horas. Durante as primeiras 36 horas do período seco (Figura 5.4a), as estimativas foram análogas com valores 0,2 a 1,4 mm h<sup>-1</sup>, sendo menores para o esquema YSU e maiores para QNSE. Além disso, a taxa observada dos eventos foi superior em  $\cong 6$  vezes no VCAN (Figura 5.4c) e  $\cong 2$  vezes na ZCIT (Figura 5.4e). Uma outra característica identificada dos experimentos é a predominância de precipitação horária durante o dia. Todavia, as observações ocorreram em horários transitórios (i.e. início da madrugada e final do dia), sendo o período noturno com maior volume total. Contudo, a defasa-

gem no evento de maior precipitação da ZCIT (início da noite no dia 21/março) foi superior a 12 horas. Por outro lado, as ocorrências noturnas de menores intensidades nos dias 20 e 22 foram reproduzidas pelos esquemas com maior fidelidade.

Figura 5.4 - Ciclo diário da precipitação horária (1ª coluna) e precipitação acumulada (2ª coluna) obtida nos experimentos de sensibilidade da CLP no WRF3D durante os períodos: seco (a; b), VCAN (c; d) e ZCIT (e; f).



Fonte: Produção do autor.

A deficiência do modelo em representar adequadamente a precipitação poderá ser melhor compreendida na discussão do próximo resultado, referente aos valores do *lapse rate* entre 0-3 km de altura e do *MLCAPE* (Figura 5.5). Há um padrão geral das parametrizações em determinar  $\partial\theta/\partial z$  abaixo de 3 km de forma mais estável do que as observações indicam. Este comportamento é ainda mais acentuado nos intervalos diurnos, cuja condição de instabilidade convectiva é dominante no interior da CLP, principalmente nos dias secos. A magnitude do gradiente térmico oscilou entre 3 a 6 K km<sup>-1</sup> durante os três eventos selecionados, com viés de até 5 K km<sup>-1</sup>. Entretanto, este parâmetro calculado com as observações variou entre -2 a 10 K km<sup>-1</sup>. A discrepância destes intervalos denota que o ciclo diário da estabilidade estática observada possui uma amplitude bem maior que as simulações apontam.

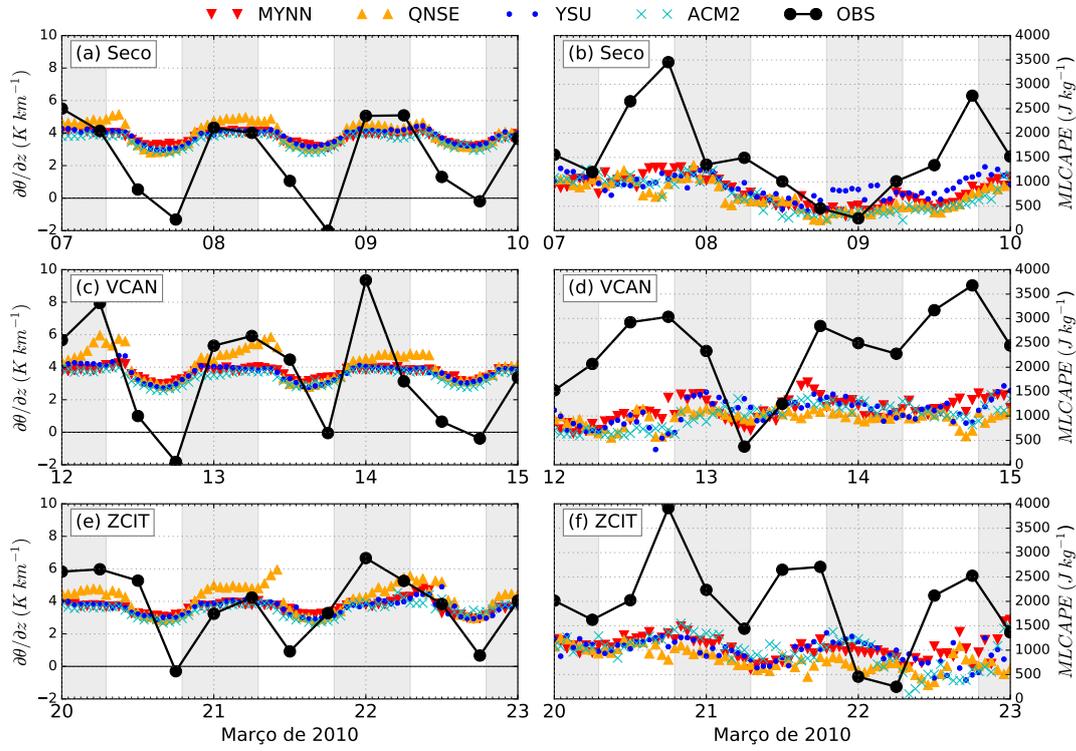
Tal condição pode influenciar diretamente na qualidade numérica da determinação do *MLCAPE*, como também é mostrada na figura.

O período sinótico com menor viés de  $\partial\theta/\partial z$  foi a ZCIT. Os horários em que as simulações obtiveram maior frequência pluviométrica coincide com o intervalo de valores mais intensos de *MLCAPE* (Figura 5.5d,f). A magnitude do potencial convectivo esteve sempre abaixo de  $2.000 \text{ J kg}^{-1}$ , com condições favoráveis para convecção moderada ou menos intensa. Entretanto, o *MLCAPE* observado esteve acima deste valor na maior parte do mês, indicando um ambiente propício para convecção profunda. Estes resultados mostram que nenhuma das parametrizações avaliadas foram capazes de reproduzir o gradiente térmico vertical e potencial convectivo na CLP. Apesar destas características não terem sido reportadas anteriormente para a região, Cohen et al. (2015) havia mostrado este mesmo problema para simulação de tempestades durante a estação chuvosa dos Estados Unidos. A magnitude do *lapse rate* e do *MLCAPE* obtidos pelas simulações discutidas por estes autores são condizentes com os valores aqui apresentados, reforçando a validade destes resultados.

Uma melhor compreensão das limitações na representação do  $\partial\theta/\partial z$  e *MLCAPE* através das quatro parametrizações testadas é possível através do ciclo diário do perfil vertical térmico (Figura 5.6) e dinâmico (Figura 5.7). A evolução da estrutura vertical segue o modelo conceitual de CLP bem definido entre dia e noite, diferentemente das observações. No período seco, as radiossondas apresentam um ciclo diário definido apenas nos níveis próximos da superfície (abaixo de 100 m). Acima deste limite, há uma tendência da camada ser bem misturada, sendo uma condição bastante comum de CLP em áreas costeiras e com ação de brisas marítimas, como discutem Floors et al. (2013) e Pires (2009). As isotermas de 300 a 302 K dos esquemas estiveram distantes verticalmente daquelas indicadas pelas observações durante estes dias sem chuva (entre 500 e 800 m), com menor viés para QNSE e YSU, nesta ordem.

Após a alteração das condições sinóticas, as simulações foram bastante próximas na estratificação das camadas acima de 1000 m e na determinação da CLP convectiva (isoterma  $\cong 300 \text{ K}$ ) durante o VCAN. Porém, nenhuma das configurações numéricas testadas foi próxima às observações na representação temporal da estrutura das isotermas abaixo de 500 m. Durante a ZCIT, o QNSE foi mais próximo das observações após definir a estrutura térmica com maior acurácia. A evolução térmica da CLP estável durante o intervalo diurno no dia 22 desta parametrização teve também o menor viés. Estas características mostram que o QNSE possui uma vantagem em

Figura 5.5 - Série temporal do *lapse rate* de  $\theta$  entre 0-3 km (1ª coluna) e *MLCAPE* (2ª coluna) do WRF3D usando as parametrizações de CLP no período seco (a; b), VCAN (c; d) e ZCIT (e; f).

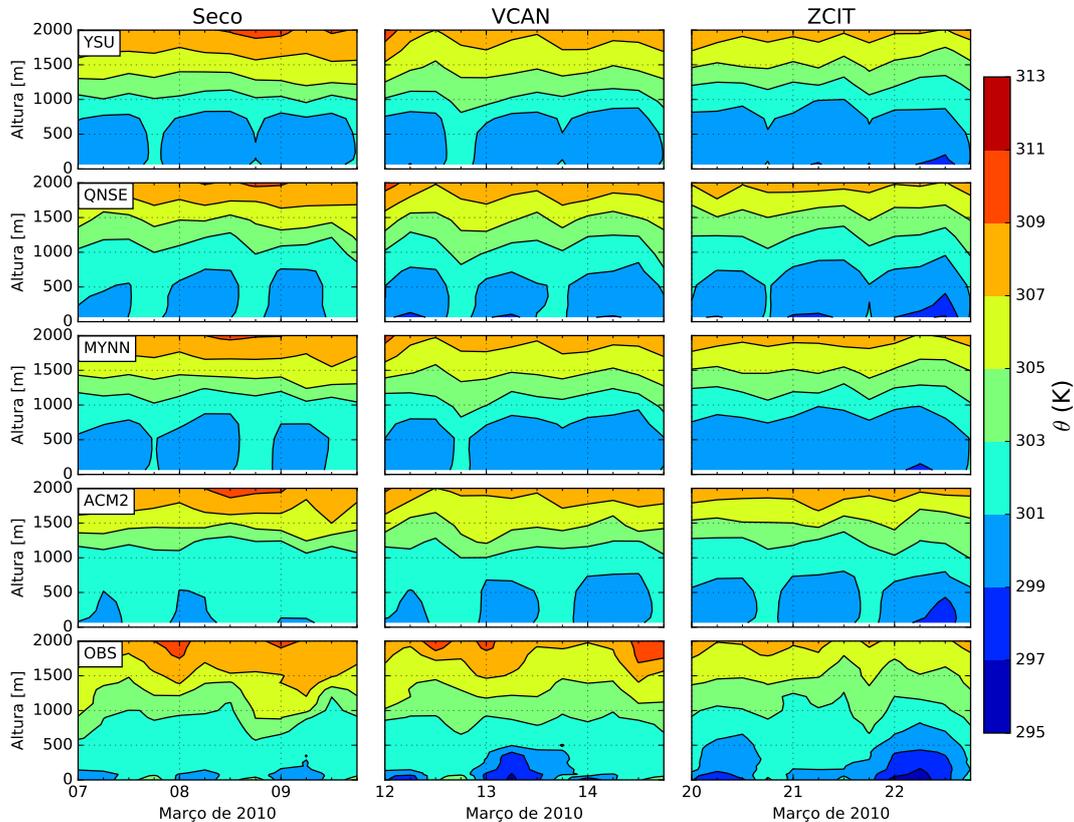


Fonte: Produção do autor.

relação aos demais em cenários onde há um maior resfriamento da CLP. O desenvolvimento desta parametrização foi concentrado justamente para melhor se adequar às condições de moderada a forte estabilidade atmosférica, como idealizou Sukorinsky et al. (2005). Silva (2013) havia reportado que o esquema MYNN também havia representado adequadamente os efeitos deste resfriamento durante o dia 22 de março em Alcântara. Os resultados aqui obtidos comprovam a maior qualidade dos esquemas locais na CLP estável, embora estas parametrizações não tenham obtido a mesma qualidade nos campos de superfície.

As simulações do perfil vertical do vento foram análogas entre si, espacial e temporalmente (Figura 5.7). A velocidade do vento abaixo de 500 m de altura é inferior a  $10\ m\ s^{-1}$  em praticamente todos os ciclos diários dos eventos selecionados, exceto durante as fases final e inicial do VCAN e ZCIT, respectivamente. Todas as parametrizações avaliadas representaram esta magnitude adequadamente neste intervalo vertical. Todavia, as deficiências se tornaram evidentes entre 500 e 1000 m com as

Figura 5.6 - Perfil vertical de temperatura potencial para cada parametrização de CLP no período seco (1ª coluna), VCAN (2ª coluna) e ZCIT (3ª coluna) usando a topografia SRTM no domínio 2.

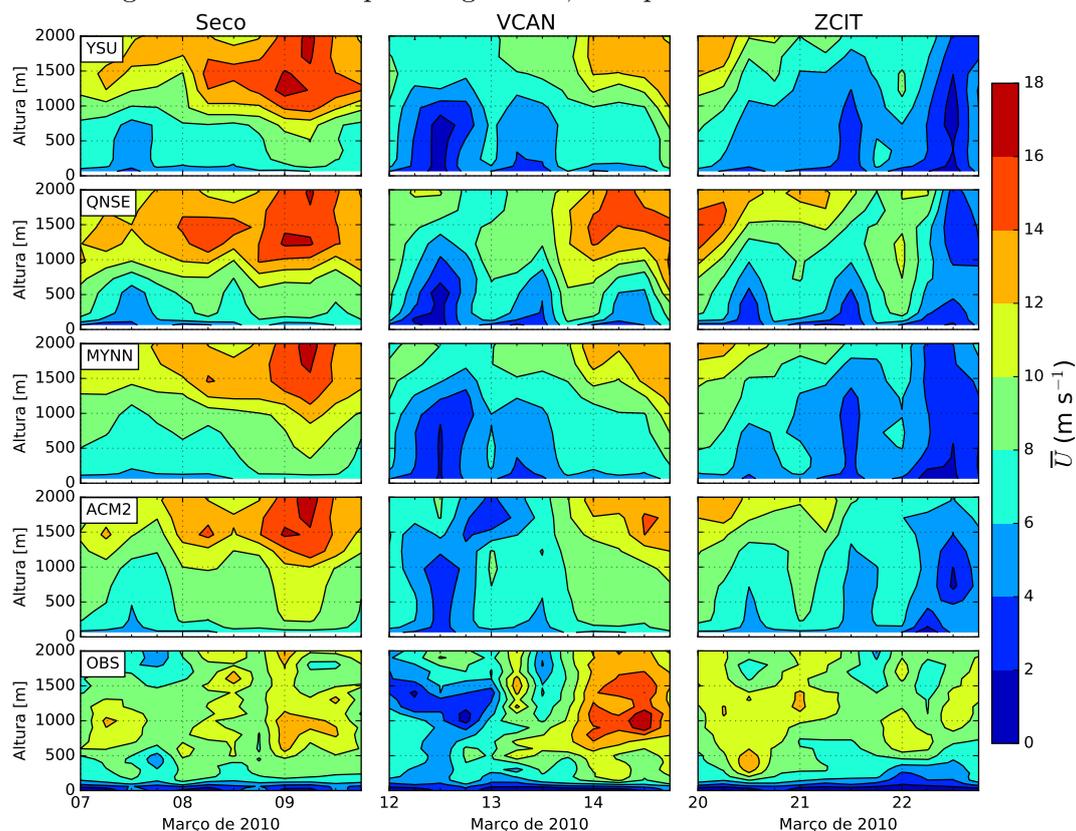


Fonte: Produção do autor.

subestimativas na intensidade do vento na maioria dos eventos. No evento seco, o posicionamento das isótermas de maior velocidade foram representadas em níveis superiores às observações. As componentes zonal e meridional do vento indicaram que esta intensificação foi devida a circulação da brisa marítima ter sido maior durante os dias secos (figura não mostrada). Nos eventos chuvosos, a redução na magnitude do perfil foi acentuada, principalmente na fase inicial do VCAN. Após esta fase, as observações apontam um aumento da velocidade do vento para valores  $\geq 15 \text{ m s}^{-1}$ , cujo padrão foi melhor reproduzido pelo QNSE.

Apesar da tendência geral de baixo cisalhamento do vento nas simulações durante a ZCIT, o esquema QNSE foi o único que indicou a presença das isótermas mais intensas observadas no início do dia 22. Além disto, uma relação indireta entre a evolução vertical de  $\theta$  e de  $U$  foi também identificada nestes resultados. Durante o

Figura 5.7 - Mesmo que a Figura 5.6, mas para a velocidade do vento.



Fonte: Produção do autor.

desenvolvimento convectivo da CLP, há uma tendência vertical de enfraquecimento do cisalhamento do vento em relação a observação. Considerando os eventos precipitantes, este comportamento se torna ainda mais evidente, como nos dias 12 e 22 de março. A redução da magnitude do vento diminui a mistura turbulenta e favorece a estratificação térmica das camadas. A contribuição neste enfraquecimento do cisalhamento implica uma CLP cada vez mais estável, sendo um padrão também observado por [Mauritsen e Svensson \(2007\)](#). Estes autores relatam que a teoria da similaridade de Monin-Obukhov não funciona adequadamente nestes cenários de CLP fortemente estável, como foi discutido anteriormente. É importante ressaltar que esta teoria é amplamente difundida nos modelos de PNT a base teórica das parametrizações de camada superficial ([SKAMAROCK et al., 2008](#); [WARNER, 2011](#)), inclusive dos esquemas usados neste trabalho.

A constatação da semelhança entre os gradientes térmicos e mecânicos obtidas pelas parametrizações de CLP indica que seus padrões de estabilidade atmosférica tam-

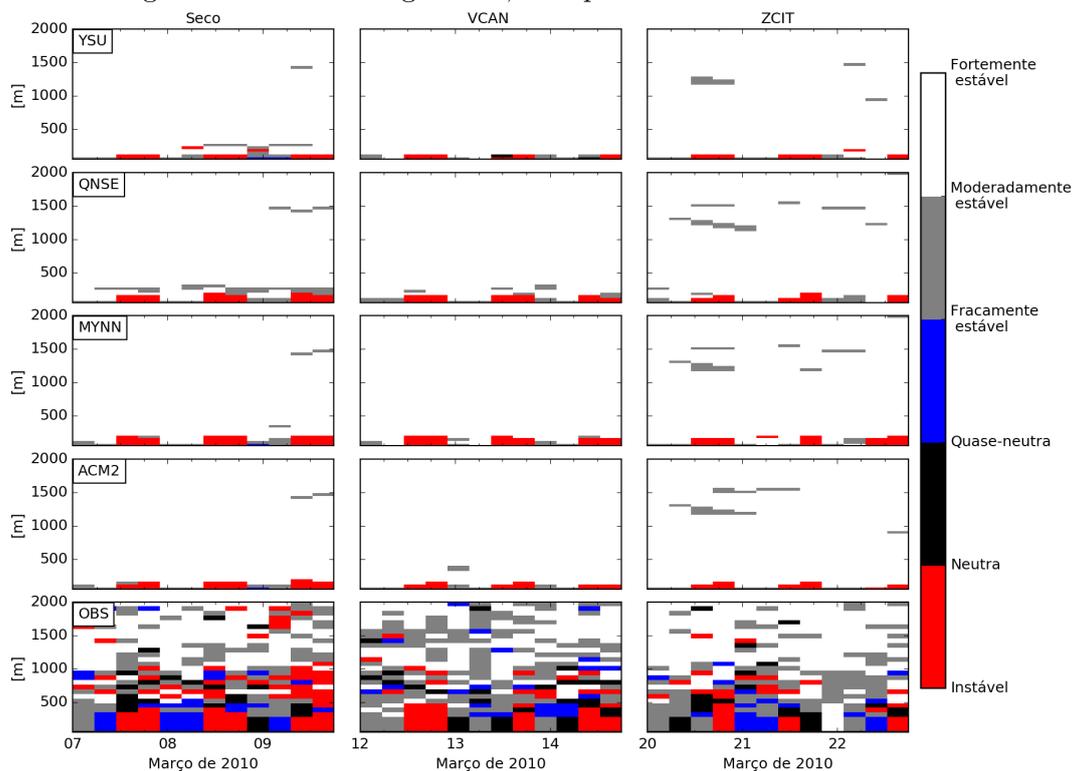
bém são equivalentes. Primeiramente, as simulações do *lapse rate*  $\theta$  e o *MLCAPE* indicaram a tendência de estabilidade estável, com pouca diferença entre os esquemas. Em seguida, a estratificação térmica acima de 1 km e o baixo cisalhamento do vento também favorecem sugerem este padrão de estabilidade das simulações.

Sendo assim, a razão entre as forçantes térmica e mecânica é avaliada na Figura 5.8 através da classificação de *Ri*. Os resultados numéricos confirmam a dificuldade do modelo em computar adequadamente a estabilidade atmosférica de Alcântara, independentemente do evento sinótico presente ou do intervalo horário. A predominância da estabilidade estável nas classes de moderada a forte se deve ao cisalhamento do vento estimado ser muito fraco, resultando em altos valores de *Ri*. As observações indicam uma rasa camada instável em torno de 500 m. O cenário de estabilidade quase-neutra está presente nas observações dos três eventos selecionados. Esta condição comprova que as características da camada superficial podem ser reproduzidas até níveis mais elevados em determinadas situações ao longo da CLP. O fato interessante é que esta classificação foi observada com maior frequência em horários noturnos, justamente em horários onde a velocidade do vento tende a ser menor. Esta conclusão diverge com a hipótese assumida por estudos anteriores que sugeriam a quase-neutralidade apenas para ventos superiores a  $10 \text{ m s}^{-1}$ , como argumentam [Loredo-Souza et al. \(2004\)](#). O motivo é que estes autores chegaram a este limiar com experimentos em um túnel de vento, cujo ambiente é controlado e não considera os aspectos complexos da geografia e situação atmosférica real.

#### • Síntese dos experimentos WRF3D

Os resultados discutidos neste capítulo permitiram identificar importantes características dos experimentos 3D. Primeiramente, o refinamento topográfico com a inclusão das falésias não mostrou melhoria significativa. Entretanto, esta nova configuração permitiu um aprimoramento na simulação espacial da precipitação, o que é um resultado promissor para fins operacionais. Em seguida, as parametrizações físicas de CLP apresentaram diferentes desempenhos nas análises individuais para superfície, perfil vertical e estabilidade atmosférica. De todo modo, é possível concluir que o esquema com melhor qualidade global foi o ACM2, que possui fechamento híbrido de turbulência. Durante o dia, seu tratamento não-local descreveu com qualidade o crescimento da CLP e perfis de umidade. O período noturno teve seus campos de temperatura e vento sobre a superfície estimados com boa qualidade pelo ACM2 em função da sua abordagem local entre camadas verticais do modelo. A limitação global dos experimentos foi na determinação de dois parâmetros: Velocidade

Figura 5.8 - Idem à Figura 5.6, mas para o número de Richardson.



Fonte: Produção do autor.

do vento em 10 m e diagnóstico da estabilidade atmosférica. O vento em superfície foi insensível após a inclusão da topografia de altíssima resolução no WRF3D. As características geográficas e meteorológicas de Alcântara permitem compreender esse fato, onde estudos futuros com simulação de grandes vórtices (i.e. *Large-Eddy Simulation* - LES) podem ter resultados mais promissores. Em seguida, todos os esquemas físicos de CLP avaliados indicaram uma grande dificuldade na determinação do perfil vertical do vento, onde seu baixo cisalhamento afetou diretamente o diagnóstico da estabilidade através de  $Ri$ . Desta forma, no próximo capítulo se espera que a metodologia proposta para os experimentos 1D ofereça uma melhoria a estas limitações importantes do 3D.

## 5.2 Experimento WRF1D

Este capítulo apresenta os resultados da versão 1D do modelo WRF através de duas partes gerais. Primeiramente, a discussão está concentrada no uso das forçantes de larga escala e tendências advectivas. Em seguida, a apresentação da sensibilidade das

parametrizações de CLP é introduzida seguindo a estrutura discutida no capítulo do WRF3D. Em virtude do extenso volume de informações processadas, foram inclusos nesta seção apenas os resultados referentes aos ciclos diários de:  $T_2$ ,  $U_{10}$ , precipitação,  $h$ , perfis verticais de  $\theta$  e  $U$ , *lapse rate* e *MLCAPE* entre 0-3 km e do diagnóstico de *Ri*. As condições iniciais usadas para obtenção dos resultados mostrados foram provenientes do WRF3D com domínio 1 e com configuração topográfica SRTM.

### 5.2.1 Impacto das forçantes de larga escala

Os resultados obtidos através dos experimentos WRF1D com as diferentes forçantes apresentam informações distintas para os campos de  $T_2$  e  $U_{10}$  (Figura 5.9). As primeiras 12 horas de simulação de  $T_2$  no primeiro dia de cada evento selecionado (Figura 5.9a,c,e) apresentou um viés inferior a 1 °C após o uso da forçante FC4. Entretanto, a adição da advecção vertical na configuração FC4 (i.e. FC5) permitiu maior qualidade das simulações apenas durante a ZCIT. Conforme discutido na análise observacional, uma das principais características deste sistema foi resfriar a CLP e a intensidade convectiva da precipitação. Logo, era esperado que a adição da advecção vertical nas simulações melhorasse os resultados durante este evento, onde o transporte vertical de energia na forma de calor e massa é fundamental. Em contrapartida, uma tendência geral de superestimativa das forçantes foi encontrada nas primeiras 12 horas do último dia dos eventos, sendo menor para o VCAN.

No evento seco, as simulações não foram capazes de reproduzir o resfriamento de 6 °C entre 12 UTC de 8/março a 9 UTC de 9/março. Este comportamento se deu à manutenção da superestimativa vista no período diurno do dia anterior. Possíveis limitações associadas exclusivamente a parametrização de CLP foram descartadas pois todos os esquemas avaliados apresentaram o mesmo comportamento. As superestimativas de  $T_2$  foram observadas a partir do 2º dia dos três eventos, sendo mais intensas durante a ZCIT. É importante ressaltar que a elevação da magnitude do viés térmico neste período se deve ao intenso resfriamento observado sobre a superfície, provocado pela passagem do sistema meteorológico. Além disto, estas limitações também foram encontradas no WRF3D. Por fim, é possível afirmar que a qualidade de  $T_2$  com FC4 atingiu um viés equivalente aos experimentos WRF3D, inclusive atingindo melhor desempenho em alguns intervalos diurnos do período seco e do VCAN.

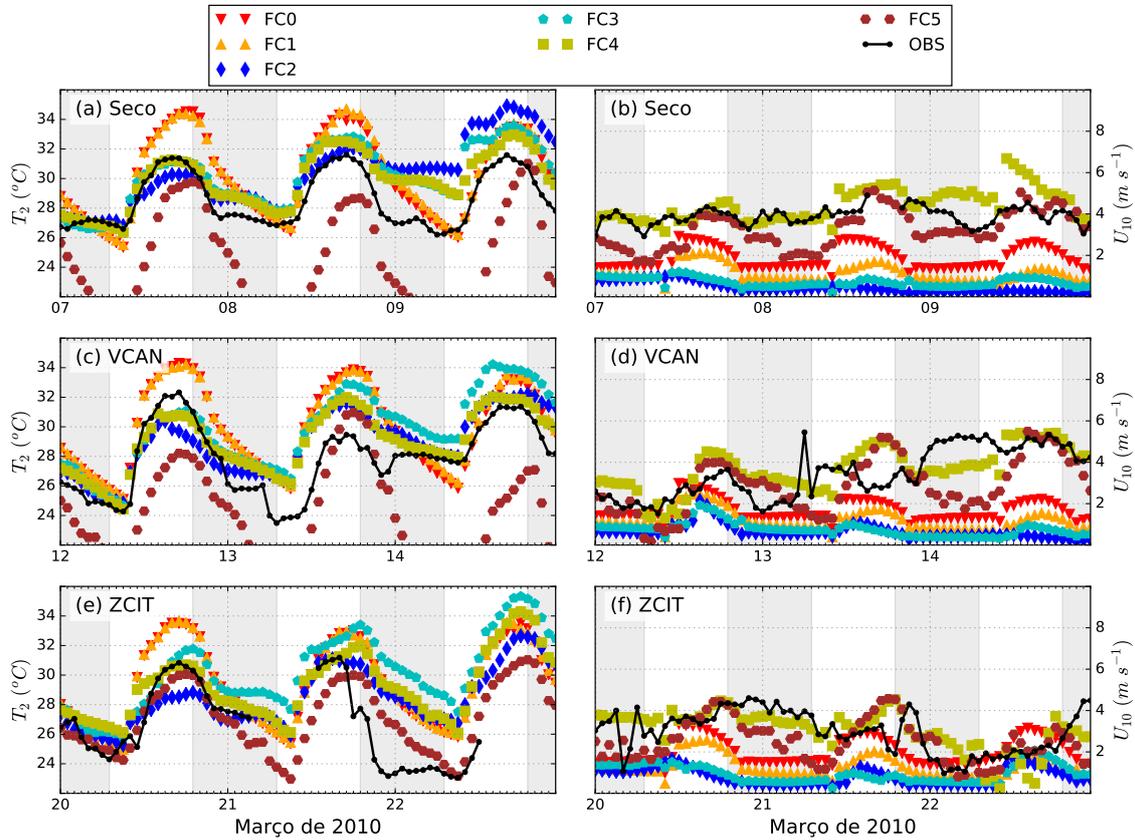
Apesar da limitação natural das simulações 1D em descrever os campos horizontais, a simulação de  $U_{10}$  mostra a qualidade da configuração FC4, com viés de até 2 m s<sup>-1</sup>. A magnitude do erro do WRF3D ultrapassou 3 m s<sup>-1</sup> em alguns casos,

o que indica uma pequena vantagem da versão 1D forçada com condições iniciais reais. Quando as forçantes estão desligadas (FC0), o modelo tende ao ciclo diário bem característico entre dia (maior velocidade do vento durante aquecimento da CLP convectiva) e noite (menor velocidade do vento devido ao resfriamento da CLP estável). O desempenho do FC4 para  $U_{10}$  durante o VCAN foi inferior em comparação aos demais eventos.

A vantagem no ativamento ou não de cada forçante está na identificação de qual delas é preponderante para simular as condições atmosféricas presentes na região de interesse. Por exemplo, este trabalho mostra que a adição da advecção de *momentum* (FC4) possibilitou uma redução do viés nos campos superficiais (i.e.  $T_2$  e  $U_{10}$ ). Contudo, a inclusão da forçante da advecção vertical (FC5) deturpou a qualidade numérica de  $T_2$ , principalmente nos eventos seco e VCAN, nesta ordem. Esta resposta física do modelo é considerada como positiva. Primeiro, a seção referente ao diagnóstico sinótico nestes períodos discutiu a presença de movimentos subsidentes sobre a região. Em seguida, a forçante deste movimento dificulta a ascensão vertical das termas e transporta ar mais frio e seco da atmosfera livre para o interior da CLP através do detranhamento. Este processo intensifica a estabilidade estável, resultado no aumento do resfriamento radiativo ao longo do ciclo diário. Steeneveld et al. (2007) já apresentava esta limitação dos modelos numéricos, afirmando que outras parametrizações físicas também influenciam nesta deficiência, principalmente os esquemas de radiação atmosférica. Sterk et al. (2015) justificam também que o elevado viés frio com o uso desta forçante se deve a maior estratificação da CLP resultante deste detranhamento.

O diagnóstico sinótico indicou movimento vertical ascendente apenas durante a ZCIT, sendo este o único evento cujo viés de  $T_2$  com FC5 atingiu a maior qualidade. A constatação destas peculiaridades entre as forçantes e os eventos sinóticos permitem um melhor direcionamento no uso operacional do WRF1D. Por exemplo, se as condições sinóticas presentes em um estudo de caso já indicam que as forçantes de larga escala indicam movimento vertical favorável para convecção, é recomendado o uso de FC5, caso contrário, FC4 deve apresentar melhores resultados. O ganho de qualidade de  $U_{10}$  tem relação direta com o uso de alta resolução vertical em um modelo SCM, segundo He et al. (2012). O maior número de níveis verticais próximos da superfície torna a estabilidade atmosférica e mistura turbulenta mais realística, principalmente durante a noite. Esta afirmação coincide com os resultados noturnos de  $U_{10}$  com FC4, principalmente nos eventos seco e ZCIT. Os autores constataram também que a magnitude do erro do vento é sensível a variabilidade das condições

Figura 5.9 - Ciclo diário observado e simulado de  $T_2$  (1ª coluna) e  $U_{10}$  (2ª coluna) usando a configuração ACM2 para as respectivas forçantes definidas durante o período seco (a, b), VCAN (c, d) e ZCIT (e, f). As condições iniciais do WRF1D são referentes ao domínio 1 e relevo SRTM do WRF3D-ACM2.



Fonte: Produção do autor.

de tempo em larga escala, seja através da advecção horizontal (intensos durante o VCAN) ou movimentos verticais (intensos durante a ZCIT). É importante enfatizar que esta afirmação está condicionada para a região de estudo deste trabalho. Logo, estas considerações devem ser reavaliadas em áreas com condições meteorológicas e geográficas distintas.

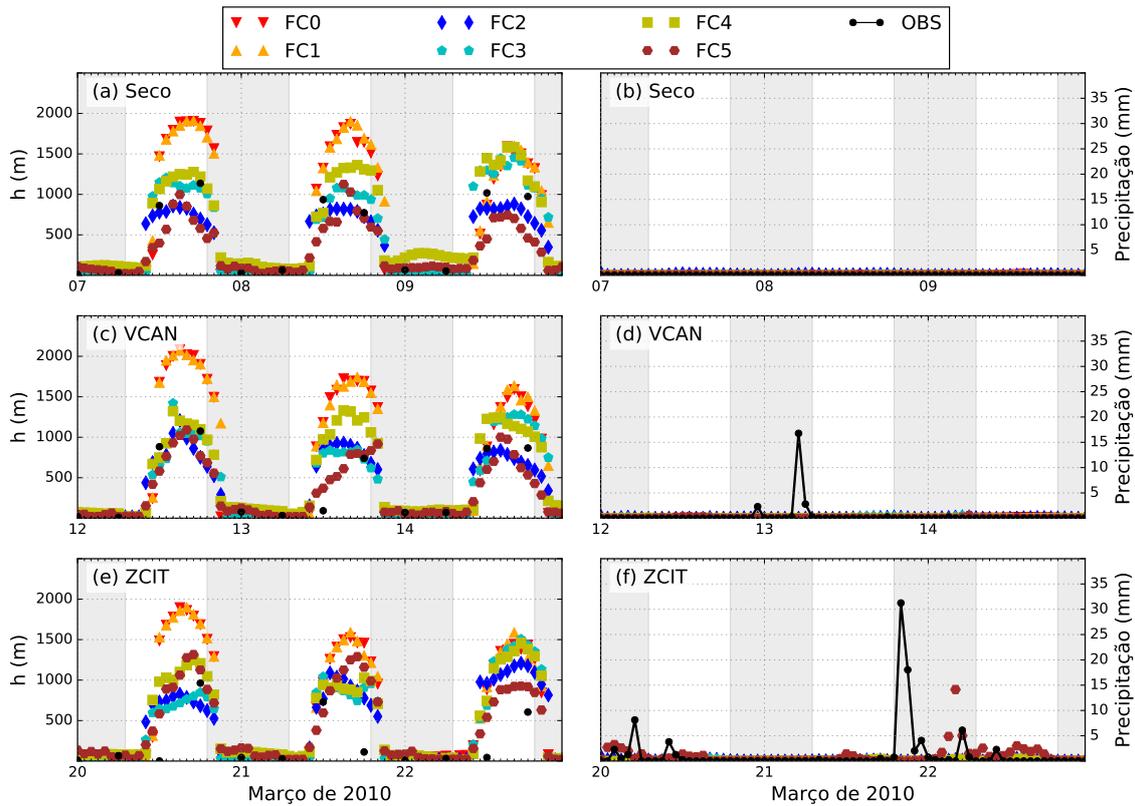
As simulações 1D também apresentam melhores resultados que o 3D na determinação de  $h$  (Figura 5.10a,c,e) e precipitação horária (Figura 5.10b,d,f). Os valores com FC5 reproduzem o ciclo diário observado com viés inferior a 200 e 50 m durante o dia e a noite, respectivamente. É importante destacar a magnitude deste viés noturno pois este é o limite da margem de erro empregada pelo método LL10. Adicional-

mente, o viés noturno foi equivalente aos melhores resultados do WRF3D obtidos com MYNN e YSU, embora suas simulações 3D noturnas tenham sido problemáticas (viés  $\leq 200$  m). A qualidade na determinação do topo da CLP com esta configuração do 1D foi também mantida durante os eventos precipitantes, ao contrário do WRF3D. Além disso, as condições iniciais do domínio 1 do WRF3D permitiram uma maior qualidade do WRF1D em comparação ao uso do domínio 2 (figura não mostrada). Como a obtenção de  $h$  depende da solução de  $Ri_b$  na camada superficial do modelo, este resultado pode ser um indicativo inicial da melhoria na descrição da estabilidade atmosférica nos níveis próximos da superfície.

A reprodução de  $h$  por FC5 é outro resultado bastante promissor para fins operacionais e de pesquisa em Alcântara. Logo, esta configuração do WRF1D pode ser aplicada como ferramenta numérica para esta finalidade. A qualidade numérica de  $h$  foi superior ao domínio 2 do WRF3D em praticamente todos os ciclos diários avaliados, seja durante a ocorrência ou ausência de precipitação. Além disso, o custo computacional do 1D permite a sua operacionalização após poucos minutos de integração, necessitando apenas de um domínio sem aninhamento do WRF3D. As integrações de 12+72 horas no WRF1D custaram cerca de 3 minutos de processamento em computador de mesa. Enquanto isso, estas mesmas integrações no WRF3D foram realizadas em até 90 minutos nos recursos de supercomputação do CPTEC/INPE. Todavia, as configurações dos experimentos 3D adotadas foram compatíveis com a estrutura computacional disponível no grupo de meteorologia operacional do IAE/CTA.

A precipitação também foi aprimorada no FC5 para valores inferiores a 10 mm, principalmente durante a ZCIT. Estes eventos com baixa pluviometria estiveram associados a nuvens estratiformes (CALHEIROS, 2013). Neste tipo de precipitação, a instabilidade convectiva é menos importante que a estabilidade estática. Assim, este resultado é um primeiro indicativo de que houve melhoria na determinação da estabilidade do WRF1D. No entanto, os períodos com chuva mais intensa no VCAN ( $> 15$  mm) e na ZCIT ( $> 30$  mm) não foram reproduzidos por nenhuma das forçantes avaliadas. Todavia, vale ressaltar que estes valores mais intensos também não foram reproduzidos por nenhum dos experimentos 3D. Além disto, a precipitação convectiva foi resolvida explicitamente pelo 1D em virtude do desligamento da parametrização de cúmulos em todos os experimentos, em função da resolução do domínio. De todo modo, estes resultados se mostram válidos pois coincidem com as simulações reportadas por Guichard et al. (2004). Os autores sugerem que a alta resolução vertical empregada nos modelos 1D permite uma descrição mais precisa do transporte vertical turbulento na CLP convectiva. Betts e Jakob (2002) comple-

Figura 5.10 - Mesmo que a Figura 5.9, mas para  $h$  (1ª coluna) e precipitação (2ª coluna).



Fonte: Produção do autor.

mentam que a precipitação resolvida por um modelo 1D forçado com as saídas de modelos 3D pode ser usada também para fins operacionais como previsões de curto prazo. A justificativa destes autores é que os erros na determinação da precipitação estão mais relacionados às parametrizações físicas do modelo do que as condições iniciais.

### 5.2.2 Experimento de sensibilidade: Parametrizações de CLP

A Figura 5.11 mostra o ciclo diário observado e simulado de  $T_2$  e  $U_{10}$  obtida através das parametrizações de CLP selecionadas. A comparação das simulações do FC5 com as observações apresentam qualidades distintas entre os eventos com e sem chuva. A amplitude térmica intensa após 36 horas de integração foi diagnosticada em todas os esquemas no período seco, correspondente ao dia 8 de março (Figura 5.11a). Houve uma predominância geral das simulações apresentarem um viés frio nestes dias, com exceção do período da tarde nos esquemas YSU e MYNN. Ao avaliar esta mesma

série para a configuração FC4 das parametrizações (figura não mostrada), o sinal do viés é invertido e a amplitude térmica é reduzida.

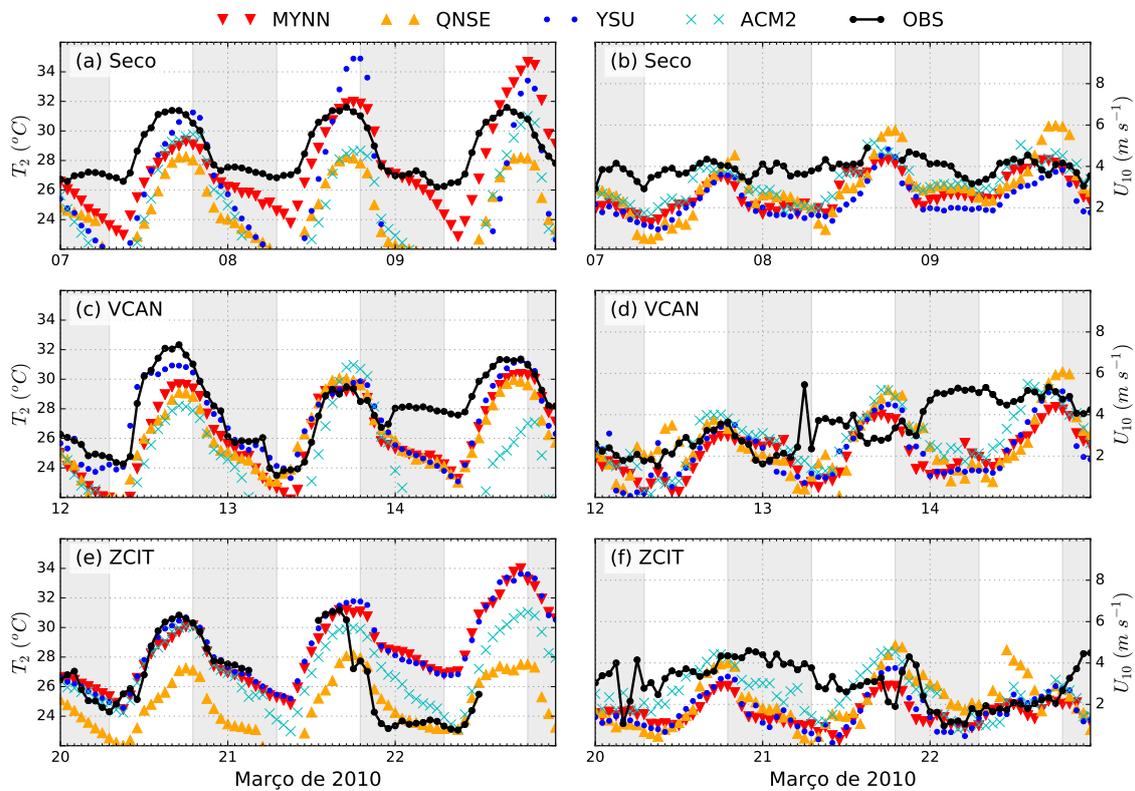
Este comportamento é um indicativo da sensibilidade do movimento de subsidência considerado por FC5. Neste cenário, as camadas próximas da superfície são resfriadas através da estratificação vertical, como explanado na seção anterior. As simulações durante o VCAN e ZCIT aparentemente corrigiram esta deficiência do período seco, reduzindo a diferença entre as parametrizações, o viés e a amplitude de  $T_2$ . Entre 12 a 14 de março (Figura 5.11c), os esquemas indicaram com boa acurácia temporal as transições entre dia e noite, principalmente com o viés inferior a 1 K no dia 13. Contudo, a qualidade numérica encontrada neste intervalo não foi reproduzida após a ocorrência da maior atividade pluviométrica do período.

A análise observacional dos efeitos do VCAN sobre a superfície mostrou um efeito direto na intensificação do cisalhamento vertical do vento, enquanto as propriedades térmicas foram pouco alteradas. Porém, todas as parametrizações avaliadas não captaram este efeito do sistema e reproduziram erroneamente o resfriamento radiativo da superfície durante as primeiras 12 horas do dia 14. O principal motivo é que nenhum esquema detectou a precipitação neste intervalo. Logo, a forçante térmica da superfície não sofreu nenhum impacto negativo com a presença de maior saturação de umidade no ar e no solo. Por fim, o desempenho dos esquemas físicos durante a ZCIT indica padrões distintos associados ao limiar de 10 mm de precipitação. Abaixo deste limiar, apenas QNSE não desenvolveu a série horária observada de  $T_2$ , enquanto os demais esquemas obtiveram um viés inferior a 1 K. Este resultado é bastante expressivo devido à complexidade do sistema sinótico e ter sido melhor simulado que o WRF3D, que atingiu viés entre 1 a 3 K para o domínio de 4 km. Com a ocorrência da precipitação mais intensa em todo a campanha experimental (18 a 22 UTC de 21/março), apenas o QNSE reproduziu com qualidade  $T_2$  nas horas seguintes. Porém, este esquema já estava apresentando um viés frio entre 3 a 4 K deste o início das integrações. Sendo assim, não é possível afirmar com clareza que seu desempenho no dia 22 esteve associado diretamente com a qualidade da sua interpretação das forçantes de larga escala no diagnóstico de  $T_2$ .

Assim como  $T_2$ , a qualidade das simulações de  $U_{10}$  foram aperfeiçoadas em relação ao WRF3D, principalmente com a redução do viés durante o intervalo diurno dos eventos. As parametrizações de CLP também atingiram resultados ainda mais expressivos nos períodos seco e VCAN com uso da configuração com FC4, especialmente durante a noite. A dificuldade dos esquemas em determinar  $U_{10}$  nos horários

noturnos durante o período seco (Figura 5.11b) e VCAN (Figura 5.11d) tem relação com a forçante de larga escala que descreve o movimento vertical subsidente, oriundo do WRF3D. Esta condição intensifica a estratificação térmica próxima da superfície, tornando a camada estaticamente mais estável. Tal comportamento reduz a magnitude do vento através da função de estabilidade de *momentum* ( $\phi_m$ ), que é resolvida pela parametrização de camada superficial do modelo.

Figura 5.11 - Ciclo diário observado e simulado de  $T_2$  (1ª coluna) e  $U_{10}$  (2ª coluna) usando as diferentes parametrizações de CLP e forçante FC5 durante o período seco (a, b), VCAN (c, d) e ZCIT (e, f). As condições iniciais do WRF1D são referentes ao domínio 1 e relevo SRTM.



Fonte: Produção do autor.

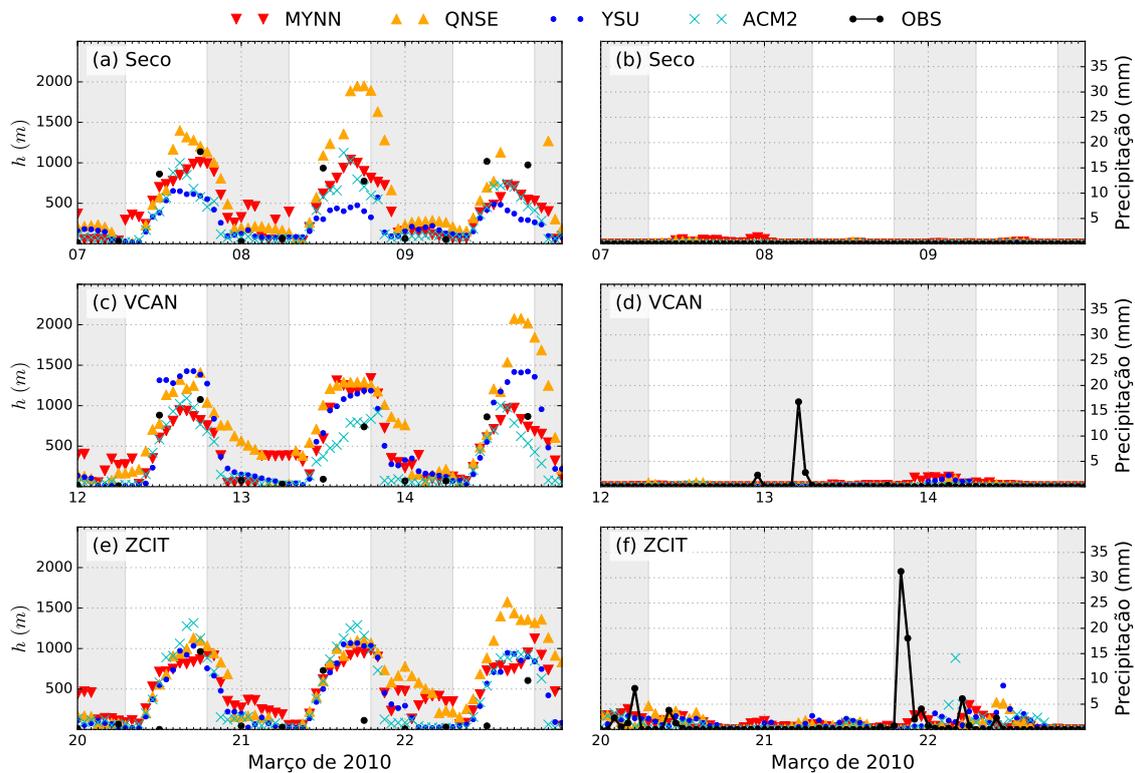
No modelo,  $\phi_m$  é calculado através da relação  $z/L$  em função de quatro categorias de estabilidade atmosférica na camada superficial (SKAMAROCK et al., 2008): 1) Estável para  $Ri \geq 0$ , 2) Turbulência mecânica para  $0 < Ri < 0,2$ ; 3) Convecção forçada quando  $Ri = 0$  Convecção livre para  $Ri < 0$ . Em todas os experimentos numéricos 3D e 1D, o modelo indicou apenas as categorias 1 e 4 entre a superfície e o

topo da camada superficial, definido como o primeiro nível vertical no modelo. Deste modo, nas situações de estabilidade moderada ou forte ( $Ri \gg 0,2$ ), a magnitude do erro de  $T_2$  e  $U_{10}$  no modelo tende a crescer consideravelmente pois esta intensidade da estabilidade não é assumida nas simulações. Este é um dos principais problemas relacionados a parametrizações de CLP estável investigados atualmente (HOLTSLAG et al., 2013; SANDU et al., 2013; BOSVELD et al., 2014; KLECZEK et al., 2014). Apesar dos esforços da comunidade científica nesta problemática, não foi encontrada literatura reportada sobre este contexto da representação numérica da CLP tropical.

O ciclo diário de  $h$  e da precipitação acumulada calculado pelas parametrizações de CLP no WRF1D-FC5 é apresentado na Figura 5.12. No âmbito geral, os resultados foram mais fiéis às observações que aqueles obtidos com WRF3D. A evolução de  $h$  estimada com ACM2 e MYNN, nesta ordem, apresentaram os menores erros durante os horários diurnos nos dias ausentes de precipitação. Durante a noite neste período, todas as parametrizações reproduziram com certa coerência as observações, exceto o viés superior a 100 m do QNSE. Após a ocorrência pluviométrica, há elevação da saturação de umidade na CLP, permitindo uma reprodução mais eficaz de ACM2 e MYNN. O comportamento do QNSE pode ser compreendido em função da sua tendência de aprofundamento da CLP diante situações de moderada a forte estabilidade, como também relatam Tastula et al. (2016). Este argumento é abordado na discussão da estabilidade atmosférica mais adiante.

A sensibilidade da forçante FC5 para simulação da precipitação, abordada na seção anterior, é reproduzida também com os demais esquemas físicos avaliados, principalmente para ACM2 e MYNN (Figura 5.12d,f). A natureza convectiva da precipitação observada no VCAN não foi detectada por nenhuma configuração, tampouco durante a ZCIT. Nestes eventos, apenas os casos estratiformes foram reproduzidos com maior aproximação, principalmente quando a pluviometria foi inferior a 10 mm. A parametrização QNSE não conseguiu acompanhar a maior parte dos casos observados, Uma defasagem temporal de precipitação próxima de 3 horas foi encontrada nestes experimentos, reduzindo as 6 horas encontradas no WRF3D. O valor da defasagem nos experimentos 3D indicam ter uma relação direta com resolução temporal das análises do NCEP usadas condições iniciais e de fronteira, fornecidas exatamente a cada 6 horas. Já nos experimentos 1D, as condições iniciais são fornecidas ao início da integração, e forçadas a cada hora através das informações processadas do 3D.

Figura 5.12 - Mesmo que a Figura 5.10, agora para valores de  $h$  (1ª coluna) e precipitação (2ª coluna).



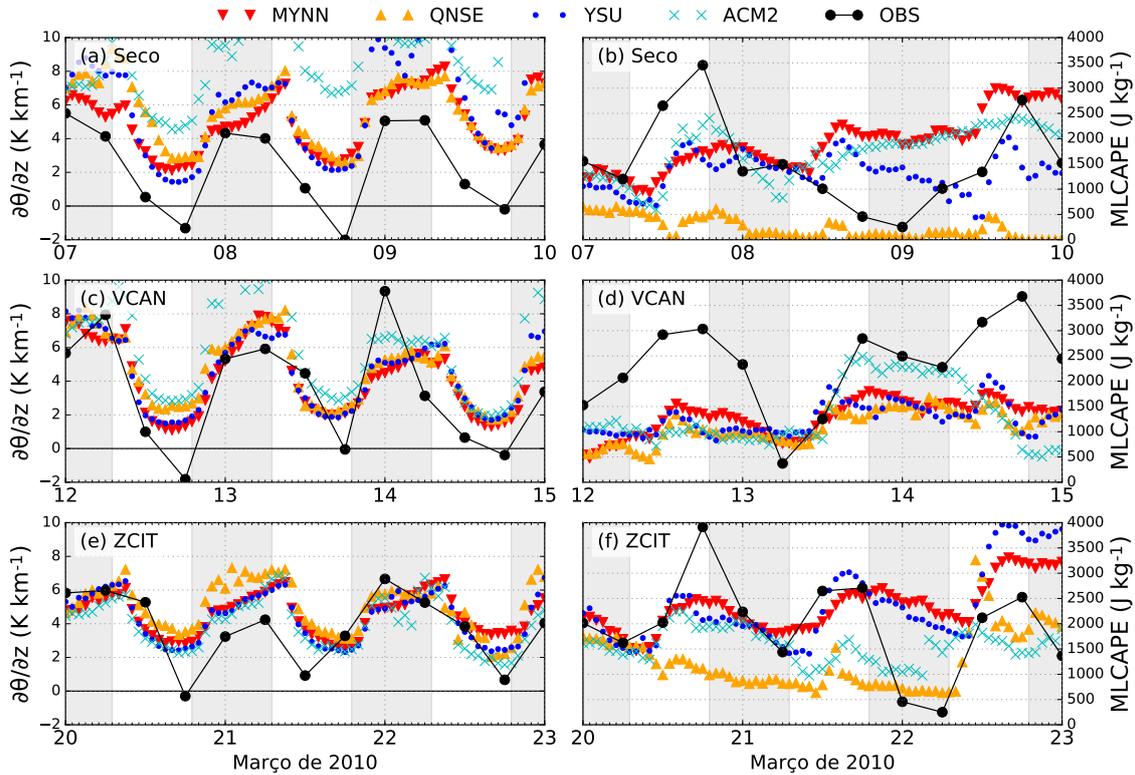
Fonte: Produção do autor.

Os campos meteorológicos em superfície do WRF1D discutidos até então confirmam um salto de qualidade em relação ao WRF3D. Um potencial indicativo que permite entender estes aprimoramentos está relacionado na melhoria da descrição vertical dos gradientes térmicos e dinâmicos. A sustentação dessa hipótese está diretamente relacionada aos objetivos deste trabalho. Desta forma, os resultados referentes a estrutura vertical da CLP são discutidos a seguir.

A Figura 5.13 apresenta o ciclo diário do *lapse rate* e *MLCAPE* calculado a partir do FC5. O ganho de qualidade em relação ao 3D é destacado durante os eventos VCAN (principalmente para o ACM2) e ZCIT (YSU e MYNN). As parametrizações avaliadas agora possuem um ciclo bem definido do gradiente vertical térmico entre o dia e a noite. Este gradiente mostra a tendência de instabilidade (estabilidade) estática durante nos horários diurnos (noturnos), coerentes com os padrões observados. O WRF3D reproduzia uma CLP continuamente estável com o *lapse rate* positivo

e potencial convectivo  $< 2.000 \text{ J kg}^{-1}$ . Agora, a evolução do *MLCAPE* indica não apenas a melhoria do WRF1D-FC5 na determinação destes parâmetros, como também na habilidade em reproduzir os intervalos de maior crescimento, como nos dias 13 (Figura 5.13d) e 22 (Figura 5.13f) de março. Porém, a forçante FC5 reproduz maiores erros de  $\partial\theta/\partial z$  durante a noite, como a superestimativa do esquema ACM2 durante o evento seco. Uma potencial causa desta característica pode ter sido em função da forte estratificação térmica no interior desta coluna. Esta estratificação se intensifica com o transporte de ar frio da atmosfera livre através dos movimentos subsidentes fornecidos pelas condições iniciais. A confirmação desta suspeita é mostrada na próxima análise.

Figura 5.13 - Mesmo que a Figura 5.10, agora para o *lapse rate* de  $\theta$  (1ª coluna) e *MLCAPE* (2ª coluna).



Fonte: Produção do autor.

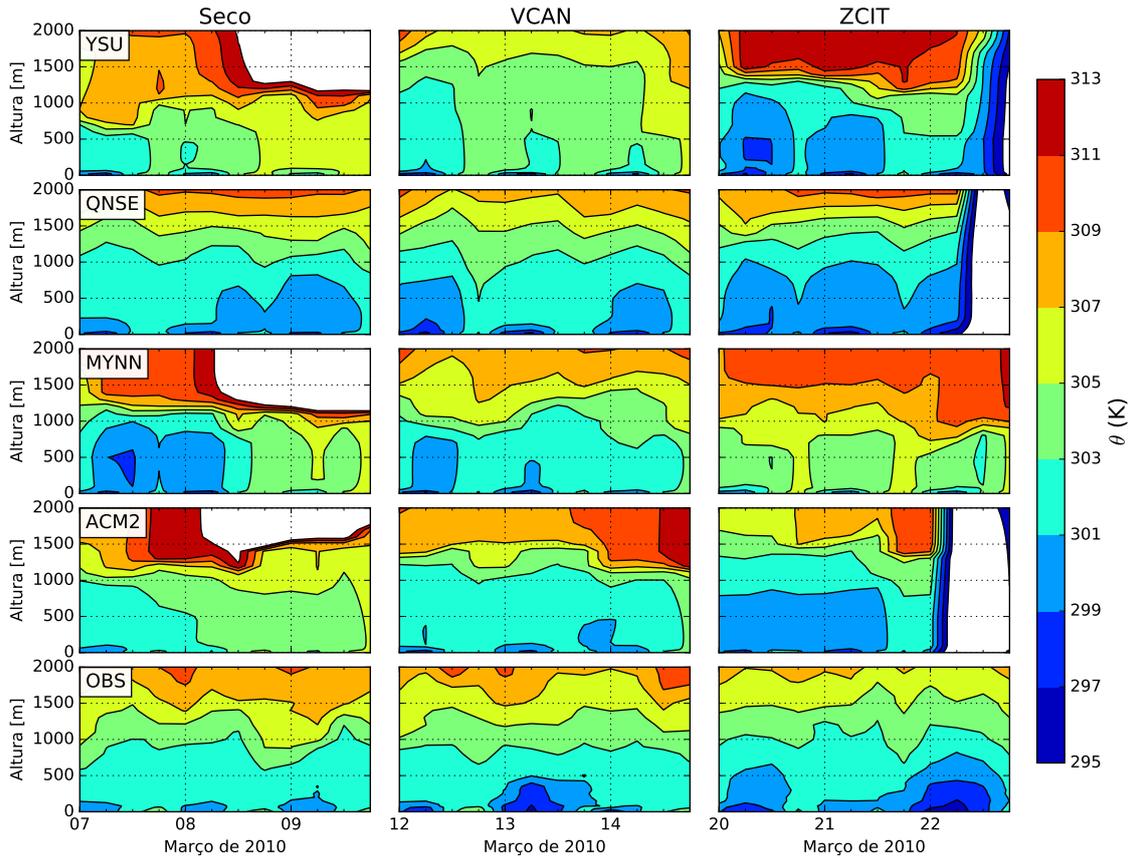
As simulações do ciclo diário da estrutura vertical de  $\theta$  reproduzido com WRF1D-FC5 apresentam comportamentos peculiares entre os períodos selecionados, assim como no WRF3D. A configuração FC4 foi selecionada para discussão por permitir

uma melhor visualização da evolução vertical da CLP (Figura 5.14). Os padrões obtidos nesta configuração foram de valores extremos de sub e superestimativa para níveis abaixo de 500 e acima de 1.000 m, respectivamente. A parametrização QNSE desenvolveu um ciclo diário do perfil térmico compatível com as observações, principalmente na determinação da estratificação entre 1.000 e 1.500 m. Ao contrário das medições durante os dias secos, este esquema reproduziu uma CLP misturada e mais aquecida durante a noite. As demais parametrizações obtiveram viés inferior a 2 K entre 7 a 8 de março, com destaque para os esquemas com fechamento não-local (ACM2 e YSU). A altura da isoterma de 299 K dos esquemas locais MYNN e QNSE foi mais profunda em até 400 m quando comparada com as medições. Um forte gradiente térmico foi descrito por todas as configurações numéricas a partir de 1000 m no dia 9 para YSU e MYNN, tornando a CLP mais rasa. Apesar do fechamento local ser limitado para descrever as termas da CLP diurna, o refinamento vertical do WRF1D pode ter favorecido a este comportamento, como sugerem [Shin et al. \(2012\)](#). A evolução térmica vertical no evento VCAN foi equivalente entre as parametrizações até o dia 13, período de maior atividade pluviométrica do sistema. Algumas características foram mantidas do período seco, como: forte estabilidade térmica do ACM2; estratificação entre 1.000 e 1.500 m no QNSE; espessura da CLP (isoterma de 300 K) de ACM2 e YSU próxima as observações. Após a ocorrência da precipitação do dia 13, apenas QNSE reproduziu com qualidade a espessura e estratificação no topo da CLP. Por fim, o resfriamento observado no dia 22 deste a superfície até 500 m foi superestimado por todas as parametrizações, com maior intensidade no QNSE.

Como a determinação de  $h$  depende da estabilidade atmosférica próxima da superfície, esta característica do resfriamento não prejudicou no seu cálculo pelos esquemas. As interações físicas entre superfície terrestre e atmosfera são importantes para entender a elevação da amplitude térmica no período seco. Nas condições de céu limpo, há um aumento (redução) do fluxo de calor sensível pela maior incidência (ausência) da radiação solar, implicando a intensificação do aquecimento (resfriamento) da superfície. Estes efeitos em zonas costeiras são mais complexos de serem determinados numericamente pelas parametrizações físicas ([STENSRUD, 2007](#); [FLOORS et al., 2013](#)).

O perfil vertical do vento reproduziu a calmaria encontrada no WRF3D. Este comportamento foi intensificado nos dias 12-13 e 22-23 de março, correspondentes ao intervalo de pré e pós precipitação, respectivamente (Figura 5.15). O esquema YSU determinou um forte cisalhamento durante a noite nos dias secos em torno de 100 m de altura, diferentemente das outras parametrizações e observações. A parametriza-

Figura 5.14 - Ciclo diário da estrutura vertical da temperatura potencial obtidas pelas observações e pelos experimentos com o WRF1D-FC4 usando as diferentes parametrizações de CLP durante o período seco (1ª coluna), VCAN (2ª coluna) e ZCIT (3ª coluna). O campo de vetores representam a magnitude zonal e meridional do vento. As informações numéricas foram padronizadas a cada 6 horas, para equiparar com as observações. A escala foi padronizada em função dos valores observados.

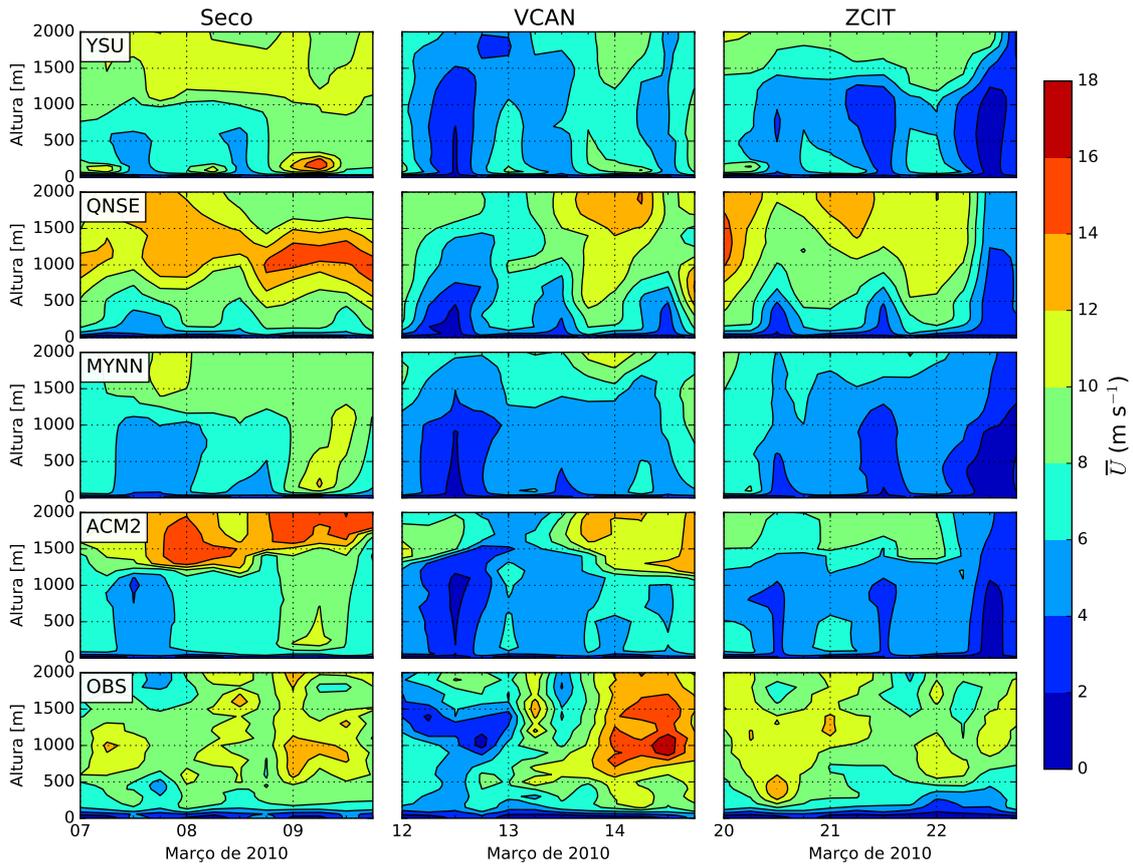


Fonte: Produção do autor.

ção QNSE obteve maior qualidade na determinação da velocidade (principalmente em ventos  $> 10 \text{ m s}^{-1}$ ) e altura durante os dias secos. Este esquema foi o único avaliado que desenvolveu o perfil abaixo de 500 m mais próximo das observações. Todas as configurações testadas indicam uma tendência de calmaria do vento durante 12-13 de março. Após estes dias, apenas o QNSE apresentou ganho de qualidade, embora o viés na velocidade do vento tenha sido próximo a  $3 \text{ m s}^{-1}$ . O valor do erro desta parametrização permanece durante a ZCIT. Esta parametrização física reproduziu a umidade observada com erro inferior a  $2 \text{ g kg}^{-1}$  na camada abaixo de 500 m

durante os três períodos selecionados (figura não mostrada). Entretanto, os demais esquemas apresentaram viés entre 2 a 5 g kg<sup>-1</sup>, com maiores valores nos dias secos e nos esquemas ACM2 e MYNN. Estes esquemas possuem fechamento não-local que distribuem a umidade através das termas convectivas.

Figura 5.15 - Mesmo que a Figura 5.14, mas para a velocidade do vento.

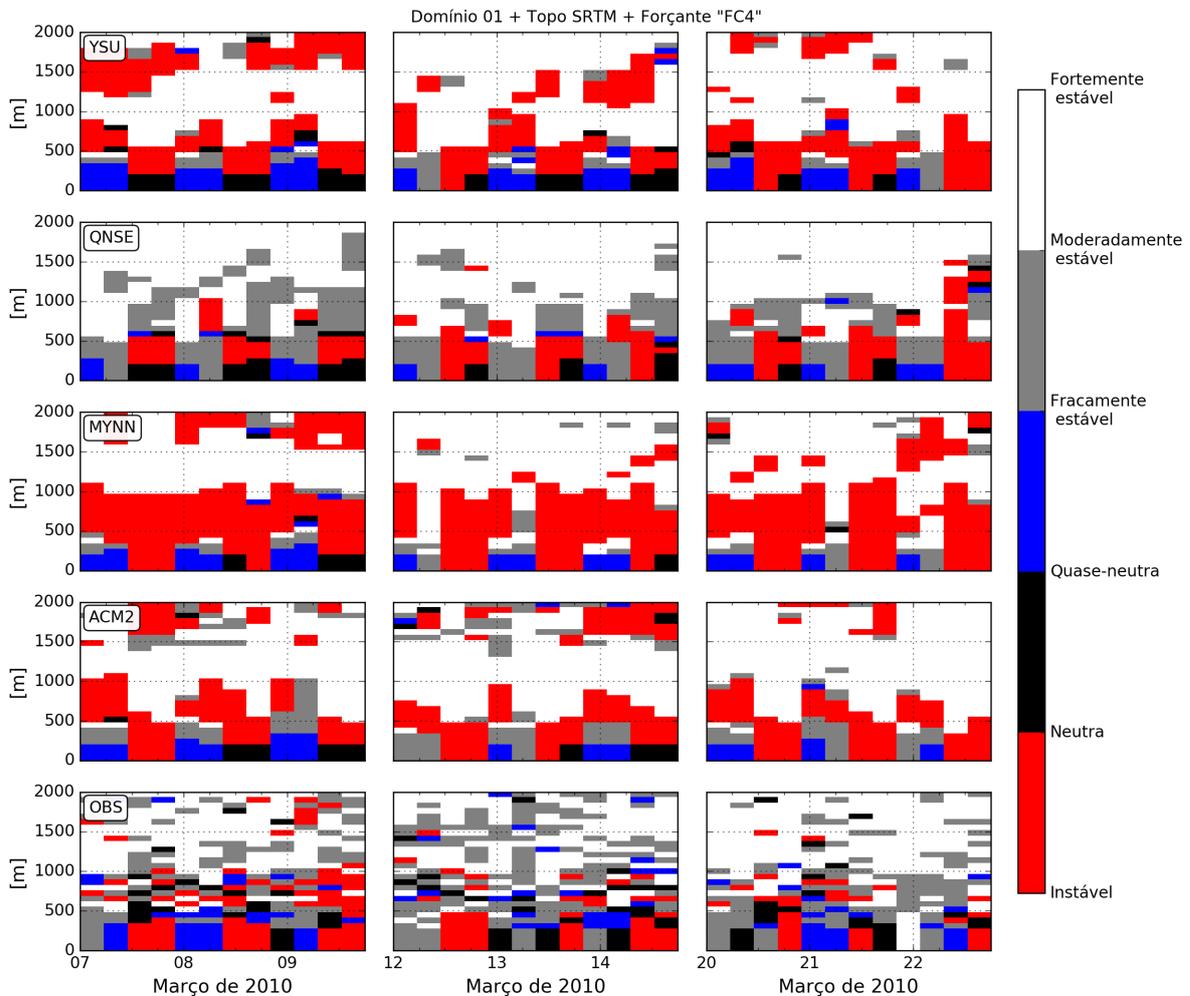


Fonte: Produção do autor.

As simulações dos campos em superfície e dos perfis verticais de  $\theta$  e  $U$  discutidas neste capítulo sugerem que a estabilidade atmosférica da CLP foi aprimorada em comparação ao WRF3D. A confirmação desta suspeita é obtida através da classificação adotada para  $Ri$  (Figura 5.16). Nas simulações WRF3D, houve uma tendência de forte estabilidade abaixo de 2 km presente em todas as parametrizações durante os três períodos estudados. O baixo cisalhamento do vento favoreceu em elevados valores de  $Ri$ , logo, em forte estabilidade. O WRF1D conseguiu reproduzir a condição de quase neutralidade com boa precisão espacial e temporal. A qualidade destas

simulações foi ainda superior durante os horários noturnos do período seco. O ciclo diurno da instabilidade convectiva foi aprimorado em todas as parametrizações. Entretanto, MYNN superestima a profundidade desta coluna instável para até 1 km de altura durante os três eventos, com praticamente o dobro das observações. Uma justificativa para esse comportamento é o excesso de mistura turbulenta causada pelo termo  $\ell$ , cuja limitação para situações instáveis foi também observada por Cohen et al. (2015). A configuração QNSE obteve o melhor desempenho geral na estimativa da espessura das camadas instáveis e da quase neutralidade próxima da superfície durante a noite. Além disso, esse esquema também foi superior aos demais na reprodução da condição fracamente a moderadamente estável acima de 500 m e da ausência de camadas instáveis acima de 1 km.

Figura 5.16 - Mesmo que a Figura 5.14, mas para  $Ri$ .



Fonte: Produção do autor.

Um aspecto que pode ser atribuído aos ventos fracos nos esquemas ACM2, YSU e MYNN pode ser associado a parametrização de camada superficial. Devido a redução do primeiro nível vertical do modelo ( $\cong 40$  m do WRF3D para 14 m no WRF1D), a determinação do perfil do vento sofre um maior impacto da superfície. Um efeito friccional reduz a velocidade do vento e eleva a turbulência dinâmica. Estas características são descritas pelas funções de estabilidade de *momentum* que usam o diagnóstico de  $Ri$  como classificador da estabilidade atmosférica. Como a classificação não possui subcategorias mais adequadas de estabilidade estaticamente estável (fraca, moderada, forte, ...), os esquemas de superfície tendem a diagnosticar elevados valores de  $Ri$ . A argumentação destas limitações da parametrização MM5 também é debatida por Jiménez et al. (2012). Entretanto, o QNSE faz um tratamento específico da camada superficial, permitindo uma descrição mais precisa da estabilidade estável filtrando ruídos gerados por movimentos ondulatórios (SUKORINSKY et al., 2005; TASTULA et al., 2016). Kleczek et al. (2014) argumentam ainda que o QNSE tende a ser ainda mais eficiente em condições de estabilidade quase neutra.

### 5.3 Verificação estatística

Essa seção discute o desempenho estatístico dos experimentos 3D e 1D, com foco nas configurações 3D-SRTM no domínio 2 e 1D-SRTM-FC4 usando o domínio 1 do 3D como condição inicial, respectivamente. Sendo assim, os resultados referentes às demais configurações testadas não foi inserido em virtude do grande volume de informações.

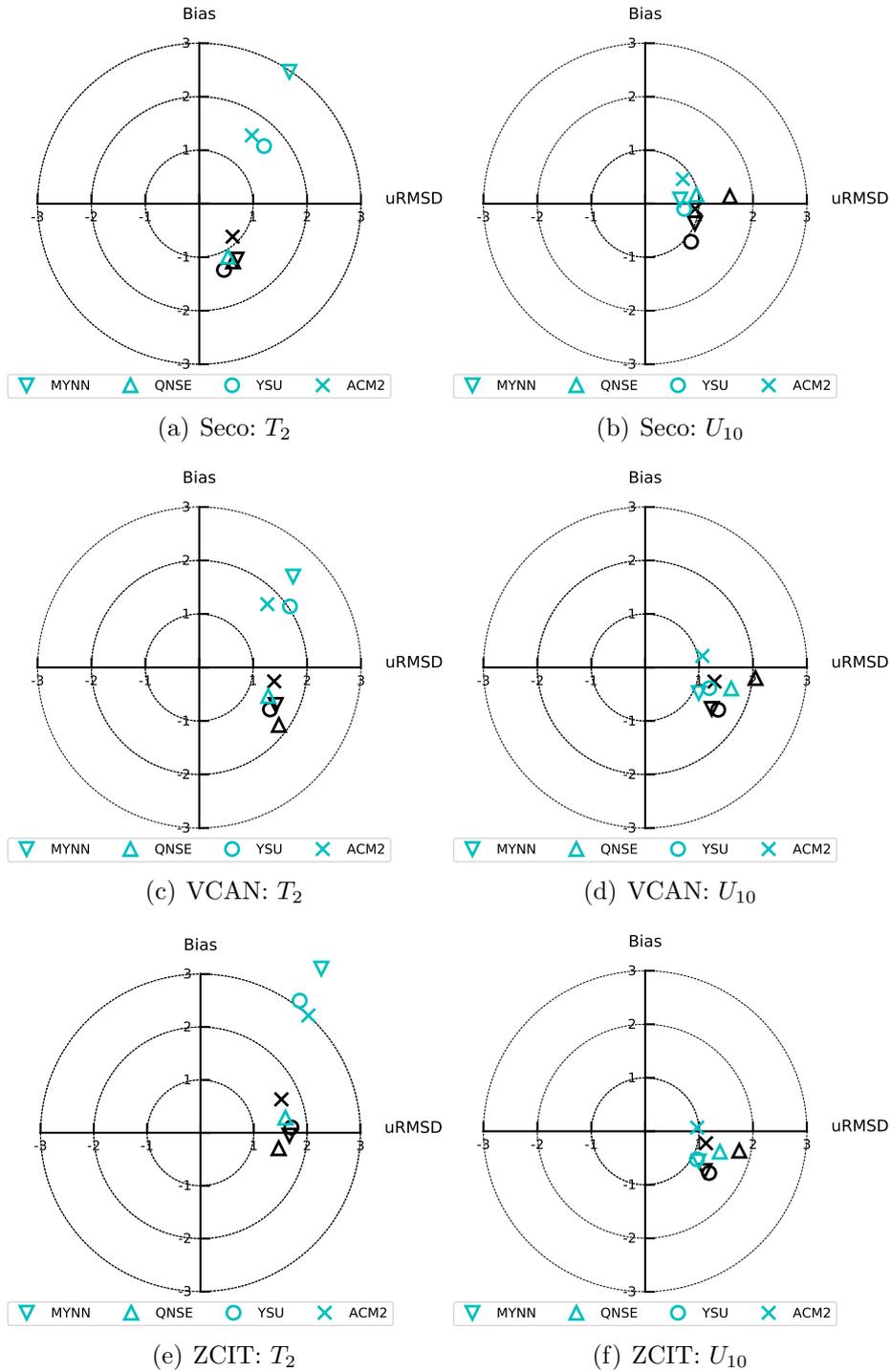
#### 5.3.1 Diagrama de erro

A equivalência entre os valores simulados pelas topografias avaliadas no WRF3D não permitiu uma identificação clara das diferenças entre esses resultados. Sendo assim, o diagrama de erro referente à essa comparação não é mostrado. No contexto global desse refinamento, o bias foi inferior a  $0,2$  °C e a  $0,3$  m s<sup>-1</sup> para  $T_2$  e  $U_{10}$ , respectivamente. Além disso, a diferença entre as configurações USGS e SRTM oscilou entre  $10^{-1}$  a  $10^{-2}$ . A magnitude dessa variação confirma que a atualização topográfica não permitiu ganho na estimativa desses campos. Os maiores (menores) erros na estimativa do vento foram registrados durante o VCAN (dias secos), com bias  $\cong 1,2$  m s<sup>-1</sup> ( $0,9$  m s<sup>-1</sup>) e RMSE próximo a  $1,5$  m s<sup>-1</sup> ( $1$  m s<sup>-1</sup>). A relação destes valores para  $T_2$  foi equivalente ao desempenho obtido com  $U_{10}$ , com menor erro durante ZCIT ( $\cong 1$  °C) e maior para o VCAN ( $1,6$  °C), ambos com SRTM.

Os diagramas de erro com a intercomparação de  $T_2$  e  $U_{10}$  entre as parametrizações de CLP nos experimentos WRF3D e WRF1D é apresentado na Figura 5.17. Os valores do bias desses campos estiveram concentrados entre 0,8 a 2 °C e 1,1 a 3,3 °C para as simulações 3D e 1D, respectivamente. A qualidade das simulações de  $T_2$  do experimento 3D foram superiores em relação ao 1D em todos os esquemas físicos testados, com exceção do QNSE (Figura 5.17a, com bias  $\cong 1$  °C). O evento sinótico onde o desempenho na reprodução de  $T_2$  atingiu menor qualidade foi no ZCIT (Figura 5.17e), principalmente o WRF1D. Em relação aos esquemas de CLP, a configuração ACM2-3D e QNSE-1D atingiram os menores erros para temperatura do ar em todos os períodos selecionados. A avaliação desses índices métricos para  $U_{10}$  teve comportamento inverso a  $T_2$ , como discutido nas seções anteriores deste capítulo. Todas os esquemas de CLP nos experimentos 1D indicaram bias da velocidade do vento no período seco inferiores a 1 m s<sup>-1</sup> (Figura 5.17b). Durante os eventos VCAN (Figura 5.17d) e ZCIT (Figura 5.17f), a magnitude do erro de  $U_{10}$  com WRF1D foi maior, porém, entre 1 a 1,5 m s<sup>-1</sup>. Esses resultados da velocidade do vento representam um aspecto interessante para fins operacionais do CLA, uma vez que as condições sinóticas observadas nesse período elevam a complexidade da previsão do tempo no local.

A verificação do erro para  $h$  e  $\partial\theta/\partial z$  estimada no WRF1D segue o padrão apresentado por  $U_{10}$ , mostrada na Figura 5.18, segue o padrão de qualidade observada no WRF1D com  $U_{10}$ . Considerando todos os períodos sinóticos, o bias de  $h$  oscilou entre  $\cong 50$  a 370 m para o WRF1D. Contudo, esse intervalo para o WRF3D foi superior, variando entre  $\cong 160$  a 580 m. Além disso, houve uma semelhança nas simulações de  $h$  através dos esquemas ACM2, YSU e MYNN nos três intervalos sinóticos, sendo a época seca o período com menores erros do WRF1D (Figura 5.18a). O experimento WRF3D superou a qualidade do 1D apenas com a parametrização YSU durante a ZCIT (Figura 5.18e), cujo bias foi próximo de 180 m. Por outro lado, o esquema QNSE obteve os maiores erros em todos os experimentos e períodos analisados. Um potencial fator que pode ter influenciado esse padrão foi a desconsideração da contribuição do fluxo de massa nas simulações com o QNSE. De acordo com [Tastula et al. \(2016\)](#), a adição desse parâmetro permite um maior detalhamento dos grandes turbilhões presente na CLP instável. Portanto, essa característica pode ter influenciado diretamente na determinação da sua espessura em virtude do excesso de mistura turbulenta.

Figura 5.17 - Diagrama do bias e do desvio padrão da raiz quadrática do erro médio (uRMSD) entre os experimentos numéricos WRF3D e WRF1D e as observações de  $T_2$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $U_{10}$  ( $\text{m s}^{-1}$ ), para cada conjunto de parametrizações de CLP e período sinótico selecionado. Os marcadores com cores escuras (claras) representam os experimentos WRF3D (WRF1D).

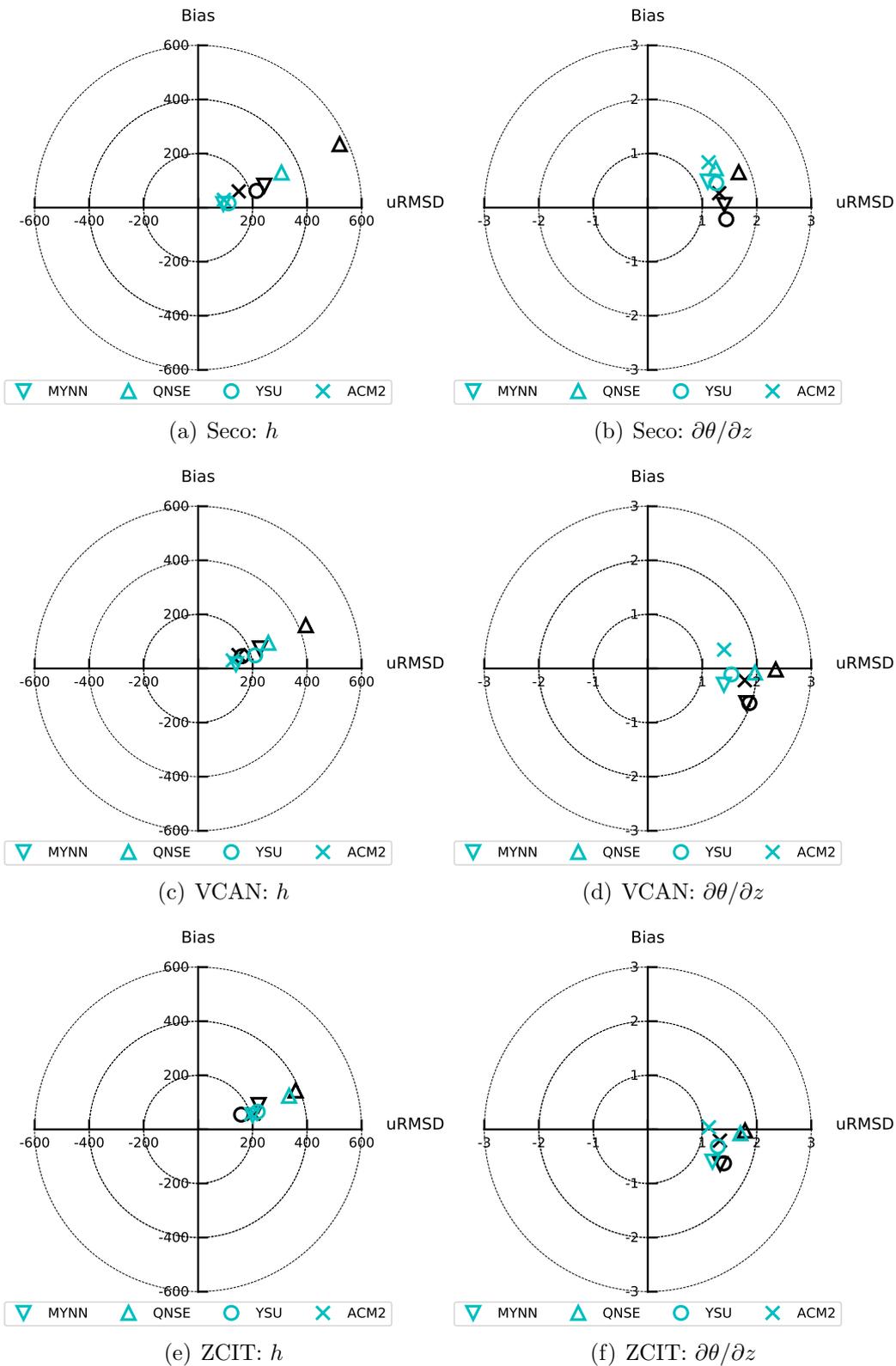


Fonte: Produção do autor.

O aprimoramento na estimativa do gradiente vertical de  $\theta$  do WRF1D é percebido com maior clareza nos diagramas de erro. Embora os valores do bias e RMSE apresentados na Figura 5.18b,d,f tenham sido menores que o WRF3D nos três eventos, é importante ressaltar que o 1D teve dificuldade na amplitude da evolução horária. O desempenho dos experimentos nos casos VCAN e ZCIT foram análogos (diferença  $< 0,5 \text{ K m}^{-1}$ ), principalmente para o último evento. A tendência de bias entre  $\pm 1 \text{ K km}^{-1}$  e  $\text{RMSE} \cong 2 \text{ K km}^{-1}$  deve ser relacionada à compensação entre os erros obtidos nos intervalos diurnos com os noturnos. Em relação aos esquemas de CLP, o módulo do bias foi equivalente entre as configurações YSU e MYNN, onde a primeira configuração obteve padrões de superestimativa nos três casos sinóticos, enquanto a última indicou subestimativas apenas no VCAN e ZCIT, respectivamente. Com exceção do período seco, o QNSE foi a configuração com maior amplitude do erro em ambos os experimentos, 3D e 1D.

Os aspectos individuais dessas parametrizações permitem compreender esse padrão estatístico. O tipo de fechamento não-local e as implementações físicas no esquema YSU (i.e. entranhamento explícito, correção da estabilidade atmosférica, melhoria na descrição dos grandes turbilhões, etc) favorecem a uma descrição da CLP diurna mais precisa. Com isso, a superestimativa desse esquema na estrutura vertical  $\theta$  elevou a atividade da mistura turbulenta nos níveis próximos da superfície, tornando-a mais quente ao longo das integrações do WRF1D. Esse comportamento foi menos intenso nas simulações do 3D, em virtude do maior detalhamento da advecção horizontal e da melhor descrição dos processos interativos entre superfície-atmosfera. Embora a maioria dos estudos realizados nesse contexto tenha sido abordado para regiões de médias latitudes (HONG, 2010; CONIGLIO et al., 2013; COHEN et al., 2015; TASTULA et al., 2016), os resultados obtidos neste trabalho apresentam consistência estatística. Logo, se faz necessário que as investigações futuras busquem analisar outras áreas do Brasil, como por exemplo, considerando as demais campanhas experimentais realizadas no Projeto CHUVA (MACHADO et al., 2014).

Figura 5.18 - Mesmo que a Figura 5.17, mas para  $h$  (m) e  $\partial\theta/\partial z$  (K km<sup>-1</sup>).



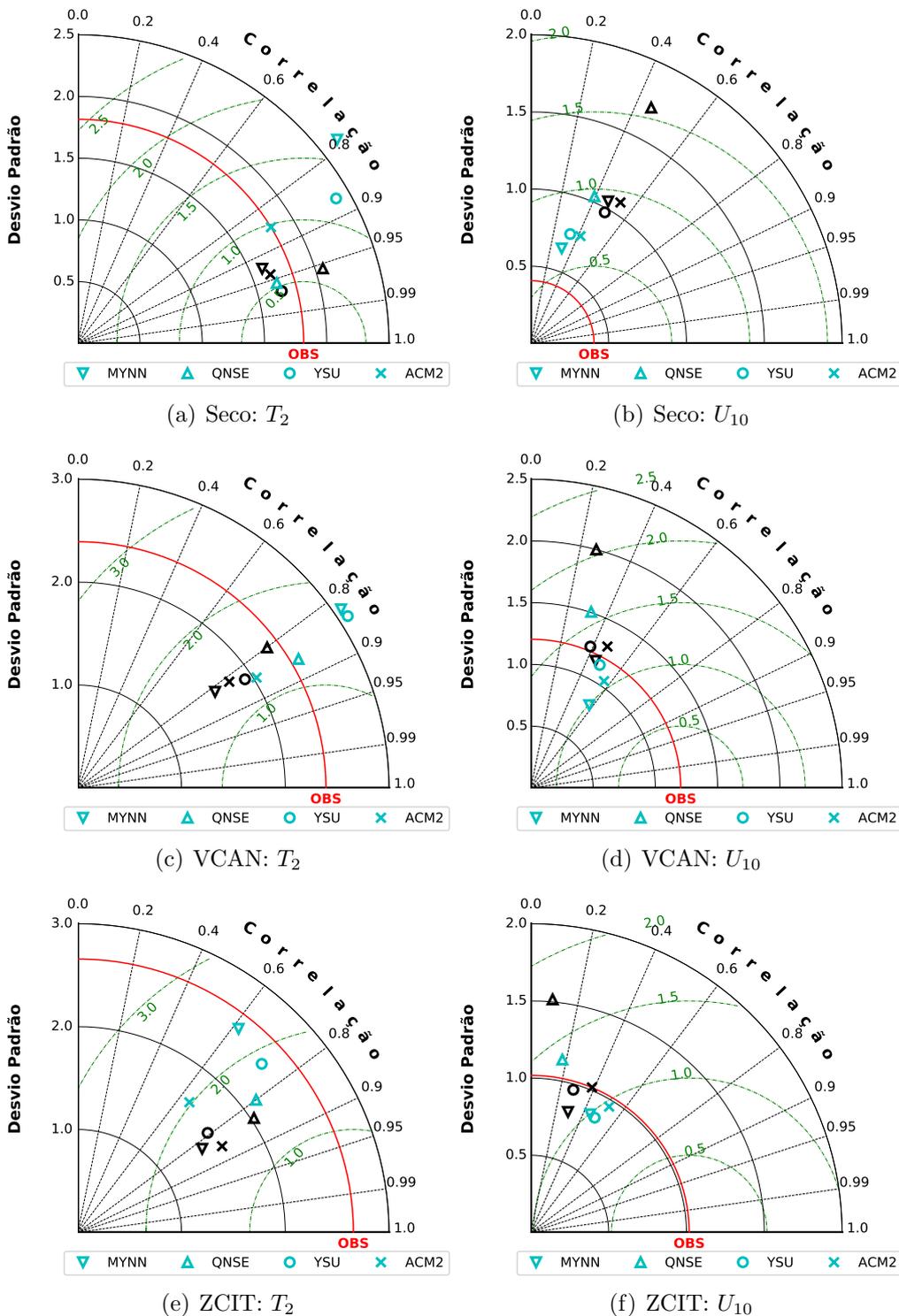
Fonte: Produção do autor.

### 5.3.2 Diagrama de Taylor

A avaliação do desvio padrão e das correlações entre simulação e observação de  $T_2$  e  $U_{10}$  são apresentadas através dos diagramas de Taylor na Figura 5.19. A estimativa de  $T_2$  no período seco alcançou melhor desempenho com as configurações 3D-YSU e 1D-QNSE (Figura 5.19). A correlação foi bastante expressiva em todas as configurações avaliadas do WRF3D nesse intervalo sinótico, oscilando entre 0,9 (com MYNN) e 0,97 (YSU). Para os experimentos 1D, o comportamento das parametrizações avaliadas foi mais dispersivo, com correlação oscilando entre  $\cong 0,8$  (MYNN) a 0,96 (QNSE). O desempenho do MYNN e ACM2 durante o VCAN obteve as melhores correlações, entre 0,8 e 0,9 (Figura 5.19b). O evento ZCIT provocou queda na correlação geral das simulações, agora entre 0,5 a 0,7 (Figura 5.19c). Conforme discutido anteriormente neste capítulo, o efeito de resfriamento observado durante esse evento não foi reproduzido nos experimentos 3D e 1D, impactando diretamente na qualidade estatística das simulações. Os maiores desvios de  $T_2$  foram obtidos com MYNN e YSU, nesta ordem. Durante o intervalo do VCAN, as simulações do WRF1D apresentaram maior qualidade em relação ao WRF3D, como indicam os esquemas QNSE e ACM2 na Figura 5.19b. Ao contrário dos períodos seco e VCAN, a qualidade estatística dos desvios padrões normalizados e de correlação durante o período ZCIT no WRF1D foi inferior ao WRF3D (Figura 5.19e). A complexidade na distribuição horizontal dos sistemas convectivos da ZCIT certamente não foi transferida adequadamente através das forçantes do WRF3D ao WRF1D.

A distribuição dos valores de  $U_{10}$  nos diagramas está delimitada em correlações mais baixas que  $T_2$ , variando entre 0,2 a 0,5. O principal motivo para esse comportamento se deve à ausência de um ciclo horário observado bem definido, que não foi acompanhada pelos experimentos numéricos. A qualidade desse índice métrico foi piorando ao longo dos eventos sinóticos registrados em março de 2010, alcançando correlação inferior a 0,2 para o WRF3D-QNSE (Figura 5.19f). Entretanto, o esquema MYNN apresentou índices melhores que os demais durante esse evento. Por fim, o comportamento dos experimentos 3D e 1D durante a ZCIT (Figura 5.19f) foi equivalente ao VCAN. As estimativas do vento no período seco através do WRF1D apresentaram melhoria na correlação dos experimentos em relação ao WRF3D. As configurações 1D com YSU e ACM2 atingiram os menores desvios ( $\cong 0,6 \text{ m s}^{-1}$ ), embora a correlação global dos experimentos tenha variado entre 0,1 e 0,5. De todo modo, a desconsideração da forçante de advecção vertical FC5 permitiu uma maior correlação com os esquemas YSU, ACM2 e MYNN, nesta ordem, entre 0,5 e 0,6. No WRF3D, a maior correlação obtida foi de 0,4 com MYNN.

Figura 5.19 - Diagrama de Taylor mostrando a correlação (eixo angular) e o desvio padrão normalizado (eixo radial) durante os períodos seco, VCAN e ZCIT para  $T_2$  (a, c, e) e  $U_{10}$  (b, d, f) obtidos nos experimentos 3D-SRTM-domínio2 e 1D-SRTM-domínio1-FC4. Apenas as correlações positivas são exibidas.



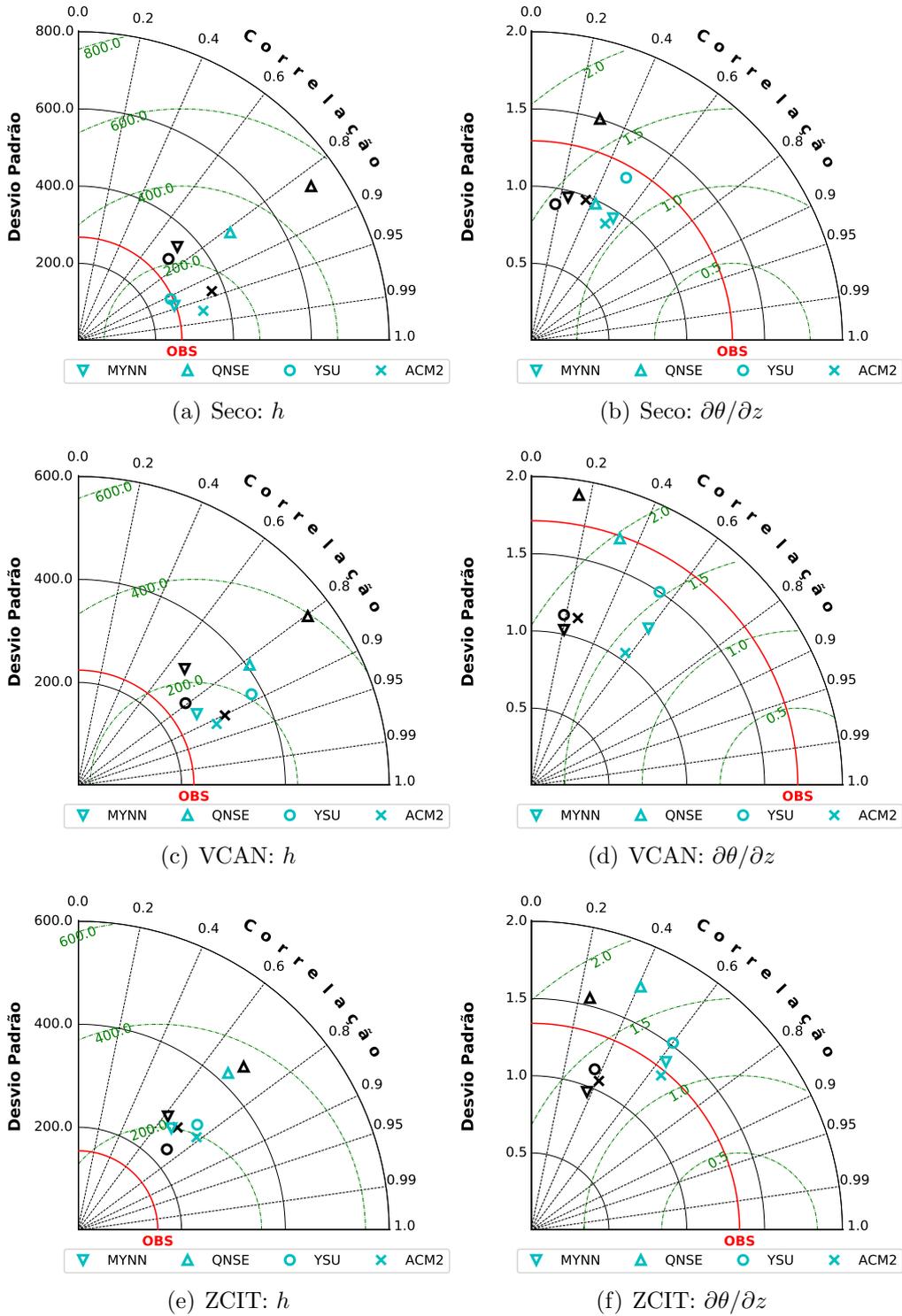
Fonte: Produção do autor.

Os menores desvios ( $< 200$  m) e maiores correlações ( $> 0,9$ ) obtidos com  $h$  através dos experimentos WRF1D com as parametrizações ACM2 e MYNN nos dias secos e de VCAN são indicados nas Figuras 5.20a e 5.20c. Nesses intervalos de março de 2010, apenas o esquema ACM2 com WRF3D se aproximou da qualidade obtida nas simulações do 1D. Esse é um indicativo geral de que a estrutura dessa parametrização reproduz os processos físicos locais com maior qualidade em comparação aos demais, seja em condições de tempo bom ou não. Contudo, a intensificação da estabilidade estável durante a ZCIT (Figura 5.20e) interferiu na distribuição da mistura turbulenta no interior da CLP, resultando em maiores desvios e menores correlações nas simulações do topo da CLP, em ambos os experimentos com o modelo WRF.

O *lapse rate* de  $\theta$  indicou um desvio padrão baixo entre todos os eventos, principalmente nos dias secos (Figura 5.20b). Neste período, a correlação variou entre 0,5 a 0,95 para as topografias USGS e SRTM e parametrizações YSU e MYNN, respectivamente. A precipitação ocorrida durante o VCAN (Figura 5.20d) e ZCIT (Figura 5.20f) não alterou significativamente a qualidade destes experimentos, embora tenha havido redução na correlação. De todo modo, os esquemas MYNN e YSU continuaram com o desempenho mais expressivo, ou seja, maior qualidade em comparação com as observações. A estimativa do foi uma das principais contribuições obtidas através da adaptação do WRF1D para simulações reais. Contudo, a maioria dos experimentos indicou simulações com qualidade superior aos resultados do WRF3D.

Todos os resultados estatísticos estão de acordo com as discussões apresentadas nas seções anteriores deste capítulo. O ganho de qualidade com a metodologia proposta com o WRF1D se mostrou fundamental para potenciais aplicações operacionais e de pesquisa. As estimativas de  $T_2$  e  $U_{10}$ ,  $h$ , correção na estabilidade atmosférica e na descrição dos gradientes verticais de  $\theta$  são informações importantes para fins de meteorologia aeroespacial, assim como, prognóstico da dispersão de poluentes. Por fim, vale ressaltar em caso de uma investigação mais profunda sobre a validação desses esquemas físicos de CLP e configurações do modelo, é importante considerar períodos maiores que três dias.

Figura 5.20 - Mesmo que a Figura 5.19, mas para  $h$  e  $\partial\theta/\partial z$ .



Fonte: Produção do autor.

## 6 CONCLUSÕES

O ciclo diário observacional e numérico da camada limite planetária (CLP) de Alcântara durante março de 2010 foi investigado neste trabalho. A área de estudo esteve concentrada no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), que recebeu a primeira campanha experimental do Projeto CHUVA. Este banco de dados foi usado para a análise observacional dos padrões em superfície e de perfil vertical da CLP, assim como, na validação dos experimentos numéricos. Nas simulações com o modelo WRF3D foi abordada a sensibilidade das parametrizações da CLP, que foram MYNN, YSU, QNSE e ACM2. Os experimentos com o WRF1D foram baseados na verificação de diferentes forçantes de larga escala obtidas a partir das condições reais simuladas pelo WRF3D. Adicionalmente, o impacto desses esquemas também foi avaliado no WRF1D, mas usando um refinamento vertical de 65 níveis abaixo de 2 km de altura.

Primeiramente, os impactos dos sistemas precipitantes sobre a superfície e estrutura da CLP registrados durante a campanha experimental do CHUVA foram investigados. Os efeitos de eventos sinóticos sobre a camada limite são esperados, porém, a identificação destes impactos e como eles interferem a evolução da CLP ainda não havia sido reportada para este conjunto de dados. A passagem dos sistemas precipitantes relacionados ao Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) e à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) modificam a estrutura espaço-temporal da CLP de formas distintas. A passagem do VCAN intensifica a instabilidade dinâmica da CLP através do cisalhamento vertical do vento. A direção do deslocamento foi de continente para o oceano, deslocando ar seco e quente para a região. Ao atingir a região costeira, este transporte de calor contribui para formação de um padrão de confluência devido ao encontro com os ventos alísios, que contribuem com a umidade. O resultado deste mecanismo é a formação de convecção local profunda sobre a zona litorânea, como indicaram as imagens de satélite e radar. Devido a trajetória do VCAN, as características de  $T_2$  e  $q_2$  são pouco alteradas, embora  $U_{10}$  se torne bastante intermitente durante a passagem deste sistema. Entretanto, os impactos da ZCIT são mais sensíveis na estabilidade estática através do forte resfriamento radiativo da CLP e ventos menos intensos. Em relação aos valores médios de toda a campanha experimental, a influência da ZCIT resultou na redução de  $h$  em até 35% durante a noite e 17% durante o dia. A redução de  $\bar{\theta}_h$  e  $\bar{\theta}_{CLP}$  foi inferior a 1 K para o VCAN e de 2 K na ZCIT. A precipitação é predominantemente noturna, com 78% do total registrado durante março de 2010.

A hipótese de predominância da estabilidade ser localmente quase neutra próxima da superfície durante a estação chuvosa se mostrou verdadeira na camada entre 0 a 600 m, inclusive, em períodos com velocidade do vento  $< 10 \text{ m s}^{-1}$ . A confirmação desta suposição diverge de estudos anteriores, que alegavam esta condição de estabilidade apenas para velocidades superiores a  $10 \text{ m s}^{-1}$  em Alcântara (LOREDO-SOUZA et al., 2004; PIRES, 2009; MAGNAGO et al., 2010; MEDEIROS et al., 2013; SILVA, 2013). Em virtude da ausência de medições turbulentas na campanha experimental do CHUVA, um estudo de caso foi realizado para complementar a validação desta hipótese. As informações do gradiente vertical térmico e dinâmico na torre anemométrica de 100 m coletadas durante um mês do período seco/2016 e do chuvoso/2017 permitiram complementar esta conclusão. O limiar de quase neutralidade englobou mais de 98% do  $\partial\theta/\partial z$  e 40% de  $Ri$  na época chuvosa. No mês seco, este percentual foi de 100% para  $\partial\theta/\partial z$  e  $Ri$  próximo a 60%.

A atualização topográfica apresentou ganho pouco expressivo na simulação de  $T_2$ ,  $U_{10}$  e  $h$  através do experimento WRF3D com CTRL+SRTM. Porém, a precipitação foi o campo com maior sensibilidade ao SRTM, aperfeiçoando sua estimativa no intervalo entre 5 a 10 mm e reduzindo a defasagem temporal. Os perfis verticais de  $\theta$  e  $U$  foram insensíveis ao SRTM, com desvios com escala na segunda casa decimal em comparação ao USGS. A predominância do escoamento no local ser do oceano para o continente permite compreender este resultado. Embora o ajustamento espacial dos domínios horizontais seja possível, Silva (2013) concluiu após testar diferentes tamanhos e resoluções que os impactos nos campos de superfície também são mínimos.

As parametrizações de CLP indicaram padrões variáveis no WRF3D ao longo do ciclo diário e das condições sinóticas presentes. O esquema não-local ACM2 obteve o melhor desempenho global nos experimentos 3D. A determinação de  $h$  com ACM2 foi mais fidedigna às observações, seja nos intervalos com ou sem precipitação. Este resultado é interessante para aplicação em modelos de dispersão de poluentes, que adotam  $h$  como parâmetro de entrada. Durante os eventos precipitantes, o desempenho das parametrizações foi reduzido ao dia e aprimorado durante a noite. Com a intensificação da condição estaticamente estável da CLP, os esquemas locais QNSE e MYNN obtiveram menores erros em relação ao seu desempenho diurno. Importantes limitações foram encontradas nestes experimentos, tais como: elevado viés de  $T_2$  durante a noite; defasagem temporal de  $T_2$  nos períodos de transição entre dia e noite no período seco; e correlação negativa de  $U_{10}$  nos dias sem chuva. O principal indicativo para estas deficiências pode ser associado ao ciclo horário com baixa

amplitude térmica e dinâmica durante estes dias. Como o modelo tende a seguir um ciclo horário bem definido entre dia e noite, a baixa variação temporal destas observações influenciam diretamente na estimativa do erro. A estabilidade atmosférica determinada pelo WRF3D é diretamente influenciada pela tendência de baixo cisalhamento vertical do vento em todos os experimentos realizados. Sendo assim, a classificação de  $Ri$  resultou em predominância de moderada a forte estabilidade em todas as parametrizações avaliadas a partir de 250 m, ao contrário das observações. Esta deficiência impacta diretamente no potencial convectivo da CLP, como indicou os campos de *lapse rate* de  $\theta$  e  $MLCAPE$ .

As configurações de forçantes do experimento WRF1D indicaram dois padrões de qualidade relacionados com a presença de precipitação ou movimentos subsidentes. Para o intervalo seco e VCAN, as simulações de  $T_2$  e  $U_{10}$  com FC4 atingiram menores viés, desvios padrões e maiores correlações. O viés de  $U_{10}$  com WRF1D-FC4 esteve inferior a  $2 \text{ m s}^{-1}$ , enquanto o WRF3D ultrapassou  $3 \text{ m s}^{-1}$  durante estes dias. A vantagem do 1D é diretamente ligada ao aumento da resolução vertical. Esta condição permite uma melhor descrição da estabilidade atmosférica, principalmente durante a noite. Entretanto, as estimativas de  $T_2$  e  $U_{10}$  durante a ZCIT só atingiram seus melhores resultados após a adição da advecção vertical (configuração FC5). Os comportamentos observados na análise sinótica indicaram a importância do movimento vertical durante a passagem desse sistema. Estes resultados permitem que o usuário possa escolher qual configuração do WRF1D seja a mais adequada baseado na condição sinótica presente no local a ser estudado.

A aplicação do WRF1D permitiu também uma melhoria nas simulações de  $h$  e de precipitação para valores inferiores a 10 mm. De acordo com Calheiros (2013), este limiar de precipitação esteve associado a precipitação estratiforme durante a campanha experimental. A verificação da estabilidade atmosférica do WRF1D confirmam o aprimoramento deste campo em relação ao WRF3D, com destaque para o período noturno. A simulação 1D do *lapse rate* de  $\theta$  e do  $MLCAPE$  foi consideravelmente melhorada em comparação às observações, como para os esquemas YSU e MYNN durante a ZCIT. A importante deficiência na determinação do cisalhamento vertical do vento no WRF3D foi corrigida no WRF1D. Sendo assim, a classificação de  $Ri$  foi aperfeiçoada espacial e temporalmente nas camadas próximas da superfície. A determinação de  $Ri$  a partir das simulações esteve concentrada nos critérios entre quase neutralidade a moderada estabilidade, sendo um comportamento equivalente aos valores observados pelas radiossondas.

## 6.1 Sugestões para trabalhos futuros:

- a) Investigar a previsibilidade do WRF seguindo a configuração 1D deste trabalho como controle;
- b) Realizar um estudo direcionado às parametrizações físicas de camada superficial, validando-o com observações de fluxos turbulentos;
- c) Analisar os processos envolvidos na precipitação formada localmente sobre a zona costeira do Maranhão. [Kousky \(1980\)](#) sugere que o principal mecanismo é a convergência de umidade gerada pela advecção horizontal do oceano  $\rightarrow$  continente com a convergência de calor favorecida pela advecção horizontal do continente  $\rightarrow$  oceano.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, D. K.; SOUZA, E. P. D. E.; COSTA, A. A. Convecção úmida na Amazônia: Implicações para Modelagem Numérica. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 24, n. 2, p. 168–178, 2009. 2
- AMARANTE, O. A. C.; BROWER, M.; ZACK, J.; SÁ, A. L. **Atlas do potencial eólico brasileiro**. Brasília: Centro de Referência para Energia Solar e Eólica Sérgio Brito, Centro de Pesquisas de Energia Elétrica (CRESESB/CEPEL), 2001. 44 p. 6
- ANGEVINE, W. M. Transitional, entraining, cloudy, and coastal boundary layers. **Acta Geophys.**, v. 56, n. 1, p. 2–20, 2008. 11
- ARAÚJO, R. S.; VILA, D. A. Climatological Behavior of Precipitating Clouds in the Northeast Region of Brazil. **Adv. Meteorol.**, Hindawi Publishing Corporation, p. 1–12, 2017. 2
- ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 1. ed. San Diego, Califórnia (EUA): Academic Press, 2001. 420 p. ISBN 9780120593545. 29
- BAKLANOV, A. a.; GRISOGONO, B.; BORNSTEIN, R.; MAHRT, L.; ZILITINKEVICH, S. S.; TAYLOR, P.; LARSEN, S. E.; ROTACH, M. W.; FERNANDO, H. J. S. The Nature, Theory, and Modeling of Atmospheric Planetary Boundary Layers. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 92, n. 2, p. 123–128, 2011. 1, 10
- BANKS, R. F.; TIANA-ALSINA, J.; BALDASANO, J. M.; ROCADENBOSCH, F.; PAPAYANNIS, A.; SOLOMOS, S.; TZANIS, C. G. Sensitivity of boundary-layer variables to PBL schemes in the WRF model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the HygrA-CD campaign. **Atmos. Res.**, v. 176-177, p. 185–201, 2016. 26
- BATCHVAROVA, E.; GRYNING, S.-E. Applied model for the growth of the daytime mixed layer. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 56, n. 3, p. 261–274, 1991. 29
- BATTISTI, A.; ACEVEDO, O. C.; COSTA, F. D.; PUHALES, F. S.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. A. Evaluation of Nocturnal Temperature Forecasts Provided by the Weather Research and Forecast Model for Different Stability Regimes and Terrain Characteristics. **Boundary-Layer Meteorol.**, Springer, p. 1–24, 2016. 4

BELJAARS, A. C. M.; HOLTSLAG, A. A. M. Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. **J. Appl. Meteorol.**, v. 30, n. 3, p. 327–341, mar 1991. 14

BERGSTRÖM, H.; JOHANSSON, P.-E.; SMEDMAN, A.-S. A study of wind speed modification and internal boundary-layer heights in a coastal region. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 42, n. 4, p. 313–335, 1988. 11, 46, 74

BETTS, A. K.; JAKOB, C. Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 107, n. 23, p. 1–13, 2002. 2, 4, 6, 99

BLACKADAR, A. K. The Vertical Distribution of Wind and Turbulent Exchange in a Neutral Atmosphere. **J. Geophys. Res.**, v. 67, n. 8, p. 3095–3102, 1962. 16, 18

BOSVELD, F. C.; BAAS, P.; MEIJGAARD, E. van; BRUIJN, E. I. F. de; STEENEVELD, G.-J.; HOLTSLAG, A. A. M. The Third GABLS Intercomparison Case for Evaluation Studies of Boundary-Layer Models. Part A: Case Selection and Set-Up. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 152, n. 2, p. 133–156, 2014. 6, 54, 103

BRITO, S. S. d. B. **Ciclo diário de precipitação no norte do Brasil**. 178 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. 2, 59, 75

CALHEIROS, A. J. P. **Propriedade radiativas e microfísicas das nuvens continentais: uma contribuição para a estimativa da precipitação de nuvens quentes por satélite**. 202 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. 4, 29, 42, 57, 75, 99, 121

CALHEIROS, A. J. P.; MOLION, L. C. B.; VAZ, J. C. M.; TENÓRIO, R. S. Um evento de precipitação extrema sobre a costa leste do nordeste do Brasil. In: **An. do XIV Congr. Bras. Meteorol. - CBMET**. Florianópolis (SC): Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006. p. 6. 1

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; Silva Dias, M. A. F.; SILVA, M. G. A. J. da. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo, SP: Oficina de Textos, 2009. 458 p. ISBN 978-85-86238-92-5. 4

CEPED. **Atlas brasileiro de desastres naturais - 1991 a 2012: Volume Brasil**. Florianópolis (SC): Centro de Estudos e Pesquisas em Engenharia e Defesa

Civil (CEPED), Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), 2013. Disponível em: <<http://www.ceped.ufsc.br>>. 1

CLIMANÁLISE. **Boletim de monitoramento e análise climática**. Cachoeira Paulista (SP): Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2010. 48 p. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br>>. 39, 57, 58

COHEN, A. E.; CAVALLO, S. M.; CONIGLIO, M. C.; BROOKS, H. E. A Review of Planetary Boundary Layer Parameterization Schemes and Their Sensitivity in Simulating Southeastern U.S. Cold Season Severe Weather Environments. **Weather Forecast.**, v. 30, n. 3, p. 591–612, jun 2015. 20, 21, 23, 24, 28, 61, 84, 90, 109, 113

CONIGLIO, M. C.; CORREIA, J.; MARSH, P. T.; KONG, F. Verification of Convection-Allowing WRF Model Forecasts of the Planetary Boundary Layer Using Sounding Observations. **Weather Forecast.**, v. 28, n. 3, p. 842–862, 2013. 3, 24, 28, 113

DAVIES, L.; JAKOB, C.; CHEUNG, K.; Del Genio, A.; HILL, A.; HUME, T.; KEANE, R. J.; KOMORI, T.; LARSON, V. E.; LIN, Y.; LIU, X.; NIELSEN, B. J.; PETCH, J.; PLANT, R. S.; SINGH, M. S.; SHI, X.; SONG, X.; WANG, W.; WHITALL, M. A.; WOLF, A.; XIE, S.; ZHANG, G. A single-column model ensemble approach applied to the TWP-ICE experiment. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 118, n. 12, p. 6544–6563, 2013. 4

DEARDORFF, J. W. Parameterization of the Planetary Boundary layer for Use in General Circulation Models. **Mon. Weather Rev.**, v. 100, n. 2, p. 93–106, 1972. 18, 21

Del Genio, A. D.; WU, J. The Role of Entrainment in the Diurnal Cycle of Continental Convection. **J. Clim.**, v. 23, n. 10, p. 2722–2738, 2010. 3, 4

DERBYSHIRE, S. H. Stable Boundary-Layer Modelling: Established Approaches and Beyond. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 90, n. September, p. 423–446, 1999. 86

DIAS, M. A. F. S. Meteorologia , desmatamento e queimadas na Amazônia: uma síntese de resultados do LBA. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 21, n. 3b, p. 190–199, 2006. 2, 4

FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; KUBOTA, P. Y.; GRELL, G. A.; MORRISON, H.; BARROS, S. R. M.; FERNANDEZ, J. P. R.; RAMIREZ, E.; SIQUEIRA, L.; LUZIA, G.; SILVA, J.; SILVA, J. R.; PENDHARKAR, J.; CAPISTRANO, V. B.; ALVIM, D. S.; ENORÉ, D. P.; DINIZ, F. L. R.; SATYAMURTI, P.; CAVALCANTI, I. F. A.; NOBRE, P.; BARBOSA, H. M. J.; MENDES, C. L.; PANETTA, J. The Brazilian Global Atmospheric Model (BAM): Performance for Tropical Rainfall Forecasting and Sensitivity to Convective Scheme and Horizontal Resolution. **Weather Forecast.**, v. 31, n. 5, p. 1547–1572, 2016. 3

FISCH, G. Características do perfil vertical do vento no Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara (CLA). **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 14, n. 1, p. 11–21, 1999. 4, 5, 32, 46

\_\_\_\_\_. The heights of the Atmospheric Boundary Layer at a coastal region using remote sensing and in situ measurements. In: **16th Int. Symp. Adv.**

**Boundary-Layer Remote Sens. (ISARS)**. Boulder, Colorado (EUA): Cooperative Institute for Research in the Environmental Sciences (CIRES/CO), NOAA Earth System Research Laboratory, 2012. p. 3. xv, 34, 42, 43, 65, 72

FLOORS, R.; VINCENT, C. L.; GRYNING, S. E.; PEÑA, A.; BATCHVAROVA, E. The Wind Profile in the Coastal Boundary Layer: Wind Lidar Measurements and Numerical Modelling. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 147, n. 3, p. 469–491, 2013. 90, 106

FOKEN, T. **Micrometeorology**. 1. ed. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2008. 308 p. ISBN 978-3-540-74665-2. 27

FOLKINS, I.; BRAUN, C. Tropical Rainfall and Boundary Layer Moist Entropy. **J. Clim.**, v. 16, n. 11, p. 1807–1820, 2003. 3

FREITAS, S. R.; PANETTA, J.; LONGO, K. M.; RODRIGUES, L. F.; MOREIRA, D. S.; ROSÁRIO, N. E.; Silva Dias, P. L.; Silva Dias, M. A. F.; SOUZA, E. P.; FREITAS, E. D.; LONGO, M.; FRASSONI, A.; FAZENDA, A. L.; Santos e Silva, C. M.; PAVANI, C. A. B.; EIRAS, D.; FRANÇA, D. A.; MASSARU, D.; SILVA, F. B.; SANTOS, F. C.; PEREIRA, G.; CAMPONOGARA, G.; FERRADA, G. A.; Campos Velho, H. F.; MENEZES, I.; FREIRE, J. L.; ALONSO, M. F.; GÁCITA, M. S.; ZARZUR, M.; FONSECA, R. M.; LIMA, R. S.; SIQUEIRA, R. A.; BRAZ, R.; TOMITA, S.; OLIVEIRA, V.; MARTINS, L. D. The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS 5.2): an integrated environmental model tuned for tropical areas. **Geosci. Model Dev.**, v. 10, n. 1, p. 189–222, 2017. ISSN 1991-9603. 3

- GARRATT, J. R. The internal boundary layer - A review. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 50, n. 1-4, p. 171–203, 1990. 10, 30
- GARRATT, J. R.; HESS, G. D.; PHYSICK, W. L.; BOUGEAULT, P. The Atmospheric Boundary Layer - Advances in knowledge and application. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 78, p. 9–37, 1996. 10
- GISLER, C. A. F. **Análise do perfil de vento na camada limite superficial e sistemas meteorológicos atuantes no Centro de Lançamento de Alcântara**. 143 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009. 4, 5, 33, 38
- GRODSKY, S. A.; CARTON, J. A.; NIGAM, S. Near surface westerly wind jet in the Atlantic ITCZ. **Geophys. Res. Lett.**, v. 30, n. 19, p. 2009, 2003. 3
- GUICHARD, F.; PETCH, J.; REDELSPERGER, J.-L.; BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.-P.; CHEINET, S.; GRABOWSKI, W.; GRENIER, H.; JONES, C.; KÖHLER, M.; PIRIOU, J.-M.; TAILLEUX, R.; TOMASINI, M. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 130, n. 604, p. 3139–3172, 2004. 6, 99
- HANNA, S. R. The thickness of the planetary boundary layer. **Atmos. Environ.**, Elsevier, v. 3, n. 5, p. 519–536, 1969. 30, 43
- HE, Y.; MCFARLANE, N. a.; MONAHAN, A. H. The Influence of Boundary Layer Processes on the Diurnal Variation of the Climatological Near-Surface Wind Speed Probability Distribution over Land. **J. Clim.**, v. 25, n. 18, p. 6441–6458, 2012. 97
- HOLTSLAG, A. A. M.; BOVILLE, B. A. Local Versus Nonlocal Boundary-Layer Diffusion in a Global Climate Model. **J. Clim.**, v. 6, n. 10, p. 1825–1842, 1993. 21
- HOLTSLAG, A. A. M.; MOENG, C.-H. Eddy Diffusivity and Countergradient Transport in the Convective Atmospheric Boundary Layer. **J. Atmos. Sci.**, v. 48, n. 14, p. 1690–1698, 1991. 21
- HOLTSLAG, A. A. M.; STEENEVELD, G.-J. **Single Column Modeling of Atmospheric Boundary Layers and the Complex Interactions with the Land Surface**. New York, NY: Springer New York, 2011. 844–857 p. 11, 13
- HOLTSLAG, A. A. M.; SVENSSON, G.; BAAS, P.; BASU, S.; BEARE, B.; BELJAARS, A. C. M.; BOSVELD, F. C.; CUXART, J.; LINDVALL, J.;

STEENEVELD, G. J.; TJERNSTRÖM, M.; Van De Wiel, B. J. H. Stable Atmospheric Boundary Layers and Diurnal Cycles: Challenges for Weather and Climate Models. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 94, n. 11, p. 1691–1706, 2013. 1, 4, 6, 10, 29, 61, 103

HONG, S.-Y. A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated East Asian summer monsoon. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 136, n. 651, p. 1481–1496, 2010. 23, 87, 113

HONG, S.-Y.; DUDHIA, J. Next-Generation Numerical Weather Prediction: Bridging Parameterization, Explicit Clouds, and Large Eddies. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 93, n. 1, p. ES6–ES9, 2012. 3, 18

HONG, S.-Y.; NOH, Y.; DUDHIA, J. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. **Mon. Weather Rev.**, v. 134, n. 9, p. 2318–2341, 2006. 23

HUANG, Y.; PENG, X. Improvement of the Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino Planetary Boundary-Layer Scheme Based on Observational Data in China. **Boundary-Layer Meteorol.**, Springer, v. 162, n. 1, p. 171–188, 2017. 87

HUME, T.; JAKOB, C. Ensemble single column modeling (ESCM) in the tropical western Pacific: Forcing data sets and uncertainty analysis. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 110, n. 13, p. 1–16, 2005. 6, 10, 54

IRIART, P. G. **Uso do modelo WRF-CHEM para a simulação da dispersão de gases no centro de lançamento de Alcântara.** 143 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto de Tecnologia da Aeronáutica (ITA), São José dos Campos, 2015. 4, 5, 42

JIMÉNEZ, P. A.; DUDHIA, J. On the ability of the WRF model to reproduce the surface wind direction over complex terrain. **J. Appl. Meteorol. Climatol.**, v. 52, n. 7, p. 1610–1617, 2013. 5, 51

JIMÉNEZ, P. A.; DUDHIA, J.; GONZÁLEZ-ROUCO, J. F.; NAVARRO, J.; MONTÁVEZ, J. P.; GARCÍA-BUSTAMANTE, E. A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation. **Mon. Weather Rev.**, v. 140, n. 3, p. 898–918, mar 2012. 15, 86, 110

KANTHA, L. H.; CLAYSON, C. A. **Small scale processes in geophysical fluid flows.** San Diego, Califórnia (EUA): Academic Press, 2000. 750 p. 16

KELLER, J. L.; WILSON, F. W.; SMITH, C. B. **Initial Evaluation of the Oregon State University Planetary Boundary Layer Column Model for ITWS Applications**. Lexington, Massachusetts, EUA: Lincoln Laboratory - Massachusetts Institute of Technology, 1995. 28 p. Disponível em: <<https://www.ll.mit.edu/mission/aviation/publications/faa-atc-reports{ }200-299.html>>. 6

KIM, S. W.; MCKEEN, S.; FROST, G.; HSIE, E. Y.; TRAINER, M.; GRELL, G.; PECKHAM, S. The sensitivity of ozone and its precursors to PBL transport parameterizations within the WRF-Chem model. In: **7th WRF Users Workshop**. Boulder, Colorado (EUA): National Center for Atmospheric Research (NCAR), 2006. 23

KLECZEK, M. A.; STEENEVELD, G. J.; HOLTSLAG, A. A. M. Evaluation of the Weather Research and Forecasting Mesoscale Model for GABLS3: Impact of Boundary-Layer Schemes, Boundary Conditions and Spin-Up. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 152, p. 213–243, 2014. 103, 110

KÖHLER, M.; AHLGRIMM, M.; BELJAARS, A. Unified treatment of dry convective and stratocumulus-topped boundary layers in the ECMWF model. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 137, n. 654, p. 43–57, 2011. 3

KOUSKY, V. E. Diurnal Rainfall Variation in Northeast Brazil. **Mon. Weather Rev.**, v. 108, n. 4, p. 488–498, 1980. 2, 5, 38, 75, 122

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538–551, 1981. 2

KRISHNAMURTI, T. N.; STEFANOVA, L.; MISRA, V. **Tropical Meteorology: An Introduction**. 1. ed. Nova Iorque, EUA: Springer, 2013. 424 p. ISBN 978-1461474081. 1, 2, 28, 54, 62, 70, 77

LEE, J. A.; HACKER, J. P.; Delle Monache, L.; KOSOVIĆ, B.; CLIFTON, A.; VANDENBERGHE, F.; RODRIGO, J. S.; LEE, J. A.; HACKER, J. P.; MONACHE, L. D.; KOSOVIĆ, B.; CLIFTON, A.; VANDENBERGHE, F.; RODRIGO, J. S. Improving Wind Predictions in the Marine Atmospheric Boundary Layer through Parameter Estimation in a Single-Column Model. **Mon. Weather Rev.**, v. 145, n. 1, p. 5–24, 2017. 6

LIU, C.; MONCRIEFF, M. W. Explicit Simulations of the Intertropical Convergence Zone. **J. Atmos. Sci.**, v. 61, n. 1971, p. 458–473, 2004. 3

- LIU, S.; LIANG, X.-Z. Observed Diurnal Cycle Climatology of Planetary Boundary Layer Height. **J. Clim.**, v. 23, n. 21, p. 5790–5809, 2010. [xv](#), [1](#), [3](#), [29](#), [30](#), [32](#), [42](#), [43](#), [65](#), [70](#)
- LOREDO-SOUZA, A. M.; SCHETTINI, E. B. C.; PALUCH, M. J. Simulação da camada limite atmosférica em túnel de vento. In: **IV Esc. Primav. Transição e Turbulência**. Porto Alegre - RS: Associação Brasileira de Engenharia e Ciências Mecânicas (ABCM), 2004. p. 27. [4](#), [33](#), [94](#), [120](#)
- LOUIS, J.-F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 17, n. 2, p. 187–202, 1979. [85](#), [86](#)
- MACHADO, L. A. T.; CHABOUREAU, J.-P. Effect of Turbulence Parameterization on Assessment of Cloud Organization. **Mon. Weather Rev.**, v. 143, n. 8, p. 3246–3262, 2015. [2](#)
- MACHADO, L. A. T.; DIAS, M. A. F. S.; MORALES, C.; FISCH, G. The Chuva Project - How does convection vary across Brazil? **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014. [2](#), [42](#), [61](#), [113](#)
- MAGNAGO, R.; FISCH, G.; MORAES, O. Análise espectral do vento no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 25, n. 2, p. 260–269, 2010. [4](#), [79](#), [120](#)
- MAHRT, L. Stably Stratified Atmospheric Boundary Layers. **Annu. Rev. Fluid Mech.**, v. 46, n. 1, p. 130802123309007, 2013. [10](#), [44](#)
- MAHRT, L.; SUN, J.; BLUMEN, W.; DELANY, T.; ONCLEY, S. Nocturnal Boundary-Layer Regimes. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 88, p. 255–278, 1998. [44](#)
- MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale Meteorology in Midlatitudes**. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2010. ISBN 9780470682104. [28](#)
- MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. Enhancing information for solar and wind energy technology deployment in Brazil. **Energy Policy**, v. 39, n. 7, p. 4378–4390, 2011. [6](#)
- MAURITSEN, T.; SVENSSON, G. Observations of Stably Stratified Shear-Driven Atmospheric Turbulence at Low and High Richardson Numbers. **J. Atmos. Sci.**, v. 64, n. 2, p. 645–655, 2007. [93](#)

MCNIDER, R. T.; ENGLAND, D. E.; FRIEDMAN, M. J.; SHI, X. Predictability of the Stable Atmospheric Boundary Layer. **J. Atmos. Sci.**, v. 52, n. 10, p. 1602–1614, 1995. 85

MEDEIROS, B.; HALL, A.; STEVENS, B. What Controls the Mean Depth of the PBL? **J. Clim.**, v. 18, n. 16, p. 3157–3172, 2005. 3, 65

MEDEIROS, L. E.; MAGNAGO, R. D. O.; FISCH, G.; MARCIOTTO, E. R. Observational Study of the Surface Layer at an Ocean–Land Transition Region. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 5, n. 4, p. 449–458, 2013. 120

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 1791–1806, 1974. 17, 18, 21

\_\_\_\_\_. Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. **Rev. Geophys. Sp. Phys.**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. 18

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 17, n. 1, p. 1–10, 2002. 2

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Tr. Geofiz. Instituta Akad. Nauk SSSR**, v. 24, n. 151, p. 1963–1967, 1954. 16, 20

NAKANISHI, M. Improvement Of The Mellor–Yamada Turbulence Closure Model Based On Large-Eddy Simulation Data. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 99, n. 3, p. 349–378, 2001. 19

NAKANISHI, M.; NIINO, H. An Improved Mellor–Yamada Level-3 Model with Condensation Physics: Its Design and Verification. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 112, n. 1, p. 1–31, 2004. 19, 87

\_\_\_\_\_. Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. **J. Meteorol. Soc. Japan**, v. 87, n. 5, p. 895–912, 2009. 19, 20, 87

NEGGERS, R. a. J.; SIEBESMA, a. P.; HEUS, T. Continuous single-column model evaluation at a permanent meteorological supersite. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 93, n. 9, p. 1389–1400, 2012. 6

NESBITT, S. W.; ZIPSER, E. J. The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements. **J. Clim.**, v. 16, p. 1456–1475, 2003. 1, 29, 61

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. 2. ed. Reino Unido: Routledge, Taylor & Francis Groups, 1987. 464 p. ISBN 0415043190. 70

PEREIRA, E. B.; MARTINS, F. R.; PES, M. P.; da Cruz Segundo, E. I.; LYRA, A. d. A. The impacts of global climate changes on the wind power density in Brazil. **Renew. Energy**, v. 49, p. 107–110, 2013. 6

PEREIRA, E. I.; MIRANDA, I. de; FISCH, G.; MACHADO, L. A. T.; ALVES, M. A. S. Atlas climatológico do Centro de Lançamento de Alcântara. In: **XII Congresso Brasileiro Meteorologia (CBMET)**. Foz do Iguaçu (PR): Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002. p. 23. 4, 33, 37, 66

PIRES, L. B. M. **Estudo da camada limite interna desenvolvida em falésias com aplicação para o Centro de Lançamento de Alcântara**. 165 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009. 4, 10, 33, 34, 38, 49, 90, 120

PLEIM, J. E. A Combined Local and Nonlocal Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. Part I: Model Description and Testing. **J. Appl. Meteorol. Climatol.**, v. 46, n. 9, p. 1383–1395, 2007. 21

PLEIM, J. E.; CHANG, J. S. A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. **Atmos. Environ. Part A. Gen. Top.**, v. 26, n. 6, p. 965–981, 1992. 22

POULOS, G. S.; BLUMEN, W.; FRITTS, D. C.; LUNDQUIST, J. K.; SUN, J.; BURNS, S. P.; NAPPO, C.; BANTA, R.; NEWSOM, R.; CUXART, J.; TERRADELLAS, E.; BALSLEY, B.; JENSEN, M. CASES-99: A Comprehensive Investigation of the Stable Nocturnal Boundary Layer. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, p. 555–581, 2002. 1

RANDALL, D. A.; CRIPE, D. G. Alternative methods for specification of observed forcing in single-column models and cloud system models. **J. Geophys. Res.**, v. 104, n. 1, p. 24527, 1999. 6, 54

RANDALL, D. A.; XU, K.-m.; SOMERVILLE, R. J. C.; IACOBELLIS, S. Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models. **Journal of Climate**, v. 9, n. 8, p. 1683–1697, 1996. 6

REUTER, E. D. d. J. **Sensibilidade do modelo MM5 no prognóstico do vento às diferentes parametrizações de Camada Limite Planetária no Centro de Lançamento de Alcântara.** 220 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. 4, 5, 33, 34, 42, 49, 83

REUTER, E. D. d. J.; FISCH, G.; MOTA, G. V. da; COHEN, J. C. P. Estudo observacional da camada limite planetária marinha na região do centro de lançamento de foguetes de Alcântara - MA. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 19, n. 3, p. 251–264, 2004. 34, 65, 75

RICKENBACH, T. M. Nocturnal Cloud Systems and the Diurnal Variation of Clouds and Rainfall in Southwestern Amazonia. **Mon. Weather Rev.**, v. 132, n. 5, p. 1201–1219, 2004. 29

ROBALLO, S. T.; FISCH, G. Escoamento atmosférico no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA): parte I - aspectos observacionais. **Rev. Bras. Meteorol.**, Revista Brasileira de Meteorologia, v. 23, n. 4, p. 501–509, 2008. 33

RUIZ, J. J.; SAULO, C.; NOGUÉS-PAEGLE, J. WRF Model Sensitivity to Choice of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables. **Mon. Weather Rev.**, v. 138, n. 8, p. 3342–3355, 2010. 3

SANDU, I.; BELJAARS, A.; BECHTOLD, P.; MAURITSEN, T.; BALSAMO, G. Why is it so difficult to represent stably stratified conditions in numerical weather prediction (NWP) models? **J. Adv. Model. Earth Syst.**, v. 5, n. 2, p. 117–133, 2013. 1, 3, 6, 17, 86, 103

SANTOS, L. A. R. dos; FISCH, G. Intercomparação entre quatro métodos de estimativa da altura da Camada Limite Convectiva durante o experimento RACCI-LBA (2002) em Rondônia - Amazônia. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 22, n. 3, p. 322–328, 2007. 30

SCHMENGLER, M. **Implementação de um modelo de coluna simples para a camada limite estável utilizando diferentes formulações de turbulência.** 98 p. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Santa Maria - UFSM, Santa Maria (RS), 2012. 14

SEIBERT, P.; BEYRICH, F.; GRYNING, S.-E.; JOFFRE, S.; RASMUSSEN, A.; TERCIER, P. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmos. Environ.**, v. 34, n. 7, p. 1001–1027, 2000. 26, 30

SESCU, A.; MENEVEAU, C. Large-eddy simulation and single-column modeling of thermally stratified wind turbine arrays for fully developed, stationary atmospheric conditions. **J. Atmos. Ocean. Technol.**, v. 32, n. 6, p. 1144–1162, 2015. [6](#)

SHIN, H. H.; HONG, S.-Y.; DUDHIA, J. Impacts of the Lowest Model Level Height on the Performance of Planetary Boundary Layer Parameterizations. **Mon. Weather Rev.**, v. 140, n. 2, p. 664–682, 2012. [24](#), [55](#), [106](#)

SILVA, A. F. G. d. **Avaliação do modelo WRF ao perfil do vento no Centro de Lançamento de Alcântara**. 98 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. [4](#), [5](#), [33](#), [35](#), [42](#), [48](#), [49](#), [81](#), [83](#), [91](#), [120](#)

SKAMAROCK, W. C. Evaluating Mesoscale NWP Models Using Kinetic Energy Spectra. **Mon. Weather Rev.**, v. 132, n. 12, p. 3019–3032, 2004. [48](#)

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X.-Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**. Boulder, Colorado (EUA): National Center for Atmospheric Research (NCAR), 2008. 428 p. [46](#), [47](#), [51](#), [52](#), [93](#), [102](#)

SOBEL, A. H.; NEELIN, J. D. The boundary layer contribution to intertropical convergence zones in the quasi-equilibrium tropical circulation model framework. **Theor. Comput. Fluid Dyn.**, v. 20, n. 5-6, p. 323–350, 2006. [3](#)

SORBJAN, Z. Gradient-based scales and similarity laws in the stable boundary layer. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 136, n. 650, p. 1243–1254, 2010. [xvii](#), [xxi](#), [44](#), [78](#)

SPARKS, D. L. **Advances in Agronomy**. 1. ed. Amsterdam, Holanda: Academic Press, 2011. 242 p. ISBN 9780123855398. [6](#)

STEENEVELD, G.-J. Stable Boundary Layer Issues. In: **Proc. Work. Diurnal Cycles Stable Bound. Layer**. Reading, England: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), 2011. p. 25–36. [10](#), [86](#)

\_\_\_\_\_. Current challenges in understanding and forecasting stable boundary layers over land and ice. **Front. Environ. Sci.**, v. 2, p. 1–6, 2014. [10](#), [85](#)

STEENEVELD, G. J.; WIEL, B. J. H. van de; HOLTSLAG, a. a. M. Diagnostic Equations for the Stable Boundary Layer Height: Evaluation and Dimensional Analysis. **J. Appl. Meteorol. Climatol.**, v. 46, n. 2, p. 212–225, 2007. ISSN 1558-8424. [97](#)

STENSRUD, D. J. **Parameterization Schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models**. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press, 2007. 480 p. ISBN 978-0521126762. [3](#), [15](#), [27](#), [106](#)

STERK, H. A. M.; STEENEVELD, G. J.; VIHMA, T.; ANDERSON, P. S.; BOSVELD, F. C.; HOLTSLAG, A. A. M. Clear-sky stable boundary layers with low winds over snow-covered surfaces. Part 1: WRF model evaluation. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 141, n. 691, p. 2165–2184, 2015. ISSN 00359009. [6](#), [52](#), [54](#), [97](#)

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. 1st. ed. Dordrecht, Holanda: Springer, 1988. 670 p. ISBN 9027727694. [1](#), [9](#), [13](#), [14](#), [15](#), [16](#), [25](#), [27](#), [29](#), [30](#), [63](#), [70](#)

SUKORIANSKY, S.; GALPERIN, B.; PEROV, V. Application of a New Spectral Theory of Stably Stratified Turbulence to the Atmospheric Boundary Layer over Sea Ice. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 117, n. 2, p. 231–257, 2005. [20](#), [21](#), [91](#), [110](#)

SUN, J.; XUE, M.; WILSON, J. W.; ZAWADZKI, I.; BALLARD, S. P.; ONVLEE-HOOIMEYER, J.; JOE, P.; BARKER, D. M.; LI, P.-W.; GOLDING, B.; XU, M.; PINTO, J. Use of NWP for Nowcasting Convective Precipitation: Recent Progress and Challenges. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 95, n. 3, p. 409–426, 2014. [3](#)

SVENSSON, G.; HOLTSLAG, A. A. M.; KUMAR, V.; MAURITSEN, T.; STEENEVELD, G. J.; ANGEVINE, W. M.; BAZILE, E.; BELJAARS, A.; BRUIJN, E. I. F. de; CHENG, A.; CONANGLA, L.; CUXART, J.; EK, M.; FALK, M. J.; FREEDMAN, F.; KITAGAWA, H.; LARSON, V. E.; LOCK, A.; MAILHOT, J.; MASSON, V.; PARK, S.; PLEIM, J.; SÖDERBERG, S.; WENG, W.; ZAMPIERI, M. Evaluation of the diurnal cycle in the Atmospheric Boundary Layer over land as Represented by a Variety of Single-Column models: The second GABLS EXperiment. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 140, p. 177–206, 2011. [6](#), [54](#)

TASTULA, E.-M.; GALPERIN, B.; DUDHIA, J.; LEMONE, M. a.; SUKORIANSKY, S.; VIHMA, T. Methodical assessment of the differences

- between the QNSE and MYJ PBL schemes for stable conditions. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 141, n. 691, p. 2077–2089, 2015. [20](#), [21](#)
- TASTULA, E. M.; LEMONE, M. A.; DUDHIA, J.; GALPERIN, B. The impact of the QNSE-EDMF scheme and its modifications on boundary layer parameterization in WRF: Modelling of CASES-97. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 142, n. 695, p. 1182–1195, 2016. [29](#), [84](#), [87](#), [103](#), [110](#), [111](#), [113](#)
- TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 106, n. D7, p. 7183–7192, 2001. [56](#)
- TAYLOR, P. A. A model of airflow above changes in surface heat flux, temperature and roughness for neutral and unstable conditions. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 1, n. 1, p. 18–39, 1970. [55](#)
- TEIXEIRA, J. C.; CARVALHO, A. C.; CARVALHO, M. J.; LUNA, T.; ROCHA, A. Sensitivity of the WRF model to the lower boundary in an extreme precipitation event - Madeira island case study. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, v. 14, n. 8, p. 2009–2025, 2014. [5](#), [35](#), [83](#)
- TERRADELLAS, E.; CANO, D. Implementation of a single-column model for fog and low cloud forecasting at Central-Spanish airports. **Pure Appl. Geophys.**, v. 164, n. 6-7, p. 1327–1345, 2007. [6](#)
- THERRY, G.; LACARRÈRE, P. Improving the Eddy Kinetic Energy model for planetary boundary layer description. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 25, n. 1, p. 63–88, 1983. [21](#)
- TOMASI, F. D.; MIGLIETTA, M. M.; PERRONE, M. R. The Growth of the Planetary Boundary Layer at a Coastal Site: a Case Study. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 139, n. 3, p. 521–541, 2011. [xvii](#), [11](#), [46](#), [77](#), [78](#)
- TROEN, I. B.; MAHRT, L. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 37, n. 1-2, p. 129–148, 1986. [21](#)
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. 2. ed. Burlington, Minnesota, EUA: Academic Press, 2006. 504 p. ISBN 012732951X. [1](#), [9](#), [26](#), [27](#), [28](#), [29](#)
- WANG, W.; BRUYÈRE, C.; DUDA, M.; DUDHIA, J.; GILL, D.; KAVULICH, M.; KEENE, K.; LIN, H.-C.; MICHALAKES, J.; RIZVI, S.; ZHANG, X.;

- BERNER, J.; FOSSELL, K. **WRF ARW Version 3 Modeling System User's Guide**. Boulder, Colorado (EUA): National Center for Atmospheric Research (NCAR), 2016. 408 p. 3, 46, 47
- WARNER, T. T. **Numerical Weather and Climate Prediction**. 1st. ed. Nova Iorque, EUA: Cambridge University Press, 2011. 550 p. 6, 12, 46, 52, 56, 81, 93
- WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2nd. ed. San Diego, USA: Elsevier, 2011. 704 p. ISBN 0123850223. 56
- WOLFF, J.; NANCE, L.; GOTWAY, J. H.; OLDENBURG, P.; HARROLD, M.; TRABOLD, Z. WRF QNSE test and evaluation. In: **91st Amer. Met. Soc. Annual Meeting**. Seattle, Washington, EUA: American Meteorological Society (AMS), 2011. p. 12. 24
- WOOD, R. Stratocumulus Clouds. **Mon. Weather Rev.**, v. 140, n. 8, p. 2373–2423, 2012. 61
- WOOD, R.; BRETHERTON, C. S. Boundary Layer Depth, Entrainment, and Decoupling in the Cloud-Capped Subtropical and Tropical Marine Boundary Layer. **J. Clim.**, v. 17, n. 18, p. 3576–3588, 2004. 28
- XIE, B.; FUNG, J. C. H.; CHAN, A.; LAU, A. Evaluation of nonlocal and local planetary boundary layer schemes in the WRF model. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 117, n. D12103, p. 26, 2012. 26, 87
- ZHANG, C.; WANG, Y.; HAMILTON, K. Improved Representation of Boundary Layer Clouds over the Southeast Pacific in ARW-WRF Using a Modified Tiedtke Cumulus Parameterization Scheme. **Mon. Weather Rev.**, v. 139, n. 11, p. 3489–3513, 2011. 3
- ZHANG, D.; ANTHES, R. A. A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer - Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data. **J. Appl. Meteorol.**, v. 21, p. 1594–1609, 1982. 35
- ZHANG, M.; SOMERVILLE, R. C. J.; XIE, S. The SCM Concept and Creation of ARM Forcing Datasets. **Meteorol. Monogr.**, v. 57, p. 24.1–24.12, 2016. 6
- ZHANG, Y.; GAO, Z.; LI, D.; LI, Y.; ZHANG, N.; ZHAO, X.; CHEN, J. On the computation of planetary boundary-layer height using the bulk Richardson number method. **Geosci. Model Dev.**, v. 7, n. 6, p. 2599–2611, 2014. xv, 29, 30, 43, 54