

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Fellipe Pereira da Silva

**Caracterização da Camada Limite Atmosférica em
Fortaleza – CE**

Campina Grande, fevereiro de 2017

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

FELLIPE PEREIRA DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA EM
FORTALEZA – CE**

Campina Grande – PB

Fevereiro de 2017

FELLIPE PEREIRA DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA EM
FORTALEZA – CE**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, da Universidade Federal de Campina Grande, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientadora: Profa. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara

Área de concentração: Agrometeorologia e Micrometeorologia

Subárea: Micrometeorologia

Campina Grande – PB

Fevereiro de 2017

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

S586c Silva, Fellipe Pereira da.
Caracterização da camada limite atmosférica em Fortaleza-CE / Fellipe Pereira da Silva. – Campina Grande, 2017.
81 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2017.
"Orientação: Profa. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara".
Referências.

1. Meteorologia – Camada Limite Atmosférica. 2. Micrometeorologia.
3. Fortaleza – Ceará – Meteorologia. I. Alcântara, Clênia Rodrigues. II. Título.

CDU 551.510.411(043)

FELLIPE PEREIRA DA SILVA

CARACTERIZAÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA EM FORTALEZA - CE

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 16/02/2017

BANCA EXAMINADORA



Prof.ª. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. CLAUDIO MOISÉS SANTOS E SILVA
Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas
Centro de Ciências Exatas
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

*“Não dê ouvido às calúnias.
Só a árvore que dá bons frutos é apedrejada
por aqueles que não alcançam seus frutos.
Ninguém dá importância à árvore
que não dá frutos.”*

Tia Neiva

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela saúde e força para superar as dificuldades.

Aos meus mentores espirituais, pela paz nos momentos necessários.

À Instituição, pelo ambiente intelectual e acessível proporcionados.

À minha orientadora, Professora Dra. Clênia Rodrigues Alcântara, pela disposição em, mais uma vez, me dar orientações acadêmicas, pelas suas correções, incentivos e, principalmente, pela sua paciência e auxílio.

Aos professores que me fizeram aprofundar o conhecimento já obtido até aqui, por todos os momentos de dedicação, não somente por seus ensinamentos, mas por todo aprendizado adquirido através deles.

À CAPES, pela concessão da bolsa de estudos de Mestrado.

Aos meus pais e irmãs pelo amor.

A Gabrielle Oliveira, sem a qual não teria chegado até aqui.

A Daillenes Gomes e Jaqueline Lima pela sincera amizade.

A Daniel Macêdo pelo companheirismo.

Aos demais amigos e colegas.

E a todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu cordial agradecimento.

RESUMO

O principal foco desta pesquisa é a definição das características, distintas ou não, da Camada Limite Atmosférica (CLA) formada em duas diferentes situações, sob a influência de sistemas de meso e grande escalas, associados a dias chuvosos, e em dias de céu claro, na região de Fortaleza – CE, para o período pré-definido no mês de abril de 2011. Para isso, foram utilizados dados obtidos através de radiossondagem, com o cálculo da temperatura potencial, temperatura potencial virtual, perfil vertical do vento e cálculo das alturas dos níveis de pressão equivalentes aos topos das camadas identificadas. Para a confirmação dos resultados, dividiu-se o período do estudo em dois períodos menores, configurando-se duas situações, em que na primeira tem-se dias chuvosos e na segunda situação tem-se dias de céu claro. A escolha foi feita a partir da obtenção do acumulado de chuva na área de estudo e possível existência da influência de sistemas atmosféricos de escala maior. Além disso, imagens de satélite para comprovação da presença ou ausência de nebulosidade típicas dessas formações e dados de um micro radar de apontamento vertical afim de obter-se informações de refletividade também foram utilizados. Os resultados encontrados apontam para a possível influência de sistemas atmosféricos de escala maior no desenvolvimento da CLA na área costeira de Fortaleza, onde, na primeira situação a CLA se desenvolveu menos, alcançando uma profundidade menor que a CLA que se desenvolveu no dia em que não haviam sistemas atmosféricos atuantes naquela área. A partir destes resultados ainda é possível supor a influência da localização geográfica da área de estudo no desenvolvimento desta camada. Apesar de ainda serem necessários estudos mais aprofundados neste sentido, este pode ser um indicador do motivo pelo qual os resultados encontrados nesta pesquisa não estarem em concordância com os resultados clássicos presentes na literatura.

Palavras-chave: Camada Limite Atmosférica, Fortaleza, Micrometeorologia.

ABSTRACT

The main focus of this research is a definition of Atmospheric Boundary Layer (ABL) characteristics, distinct or otherwise, formed in two different situations, under the influence of meso and large scale systems, associated with rainy days, and on a clear sky day, in Fortaleza - CE, for a defined period in April 2011 is the main focus of this research. For that, data obtained through radiosounding were used, with the calculation of potential temperature, virtual potential temperature, vertical wind profile and calculation of pressure levels heights equivalent to the identified layers tops. To confirm the results, the study period was divided into two smaller periods, with two scenarios, in which the first one has rainy days and in the second situation there are clear sky days. The choice was made from the accumulation of rain in the study area and possible existence of larger scale atmospheric systems influence. Besides, satellite images to prove the presence or absence of cloudiness typical of these formations and vertical pointing micro radar data to obtain reflectivity information were also used. The results show a possible influence of larger scale atmospheric systems on the ABL development in coastal area of Fortaleza, where, in the first situation, the ABL developed less, reaching a lower depth than the ABL that developed in day when there were no atmospheric systems operating in that area. From these results is possible to assume the geographic location influence of study area on the development of this layer. Although further studies are still needed in this way, this may be an indicator of why the results found in this research are not in agreement with the classic results present in literature.

Keywords: Atmospheric Boundary Layer, Fortaleza, Micrometeorology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Variação da profundidade da CLA associada aos centros de alta pressão (A) e baixa pressão (B) em superfície.....	31
Figura 2 - Localização geográfica do Estado do Ceará, da Região Metropolitana de Fortaleza e da capital Fortaleza.	33
Figura 3 - Região Metropolitana de Fortaleza, de acordo com o Anuário de Fortaleza 2012-2013, com localização geográfica dos instrumentos utilizados na atual pesquisa, indicadas pelos marcadores em rosa.....	34
Figura 4 - Radiossonda Vaisala Digicora III® - Radiossonde (RS 92), com detalhes para o momento de enchimento e acoplamento ao balão de lançamento.....	35
Figura 5 – Representação gráfica da estabilidade atmosférica baseada na temperatura potencial (θ).....	37
Figura 6 - Micro radar de apontamento vertical Keplel, 24.1 Ghz, instalado na sede da Defesa Civil de Fortaleza e em funcionamento durante o dia e durante a noite.	40
Figura 7 - Acumulado diário de chuva na região de Fortaleza – CE para o período, dentro do experimento CHUVA em abril de 2011, utilizado nesta pesquisa.	41
Figura 8 - Perfis verticais da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, para <i>CChuva</i> , às 06:00 UTC, para os dias (a) 06, (b) 08, (c) 09, (d) 10, (e) 12, (f) 13, (g) 15, (h) 18, (i) 19, (j) 23, (k) 24 e (l) 26.....	44
Figura 9 - Perfis verticais da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, para <i>SChuva</i> , às 06:00 UTC, para os dias (a) 07, (b) 11, (c) 14, (d) 16, (e) 17, (f) 22 e (g) 25.	48
Figura 10 - Perfis verticais médios da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, às 06:00 UTC, para (a) <i>CChuva</i> e (b) <i>SChuva</i>	50
Figura 11 - Perfis verticais da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, para <i>CChuva</i> , às 18:00 UTC, para os dias (a) 06, (b) 08, (c) 09, (d) 10, (e) 12, (f) 13, (g) 15, (h) 18, (i) 19, (j) 23, (k) 24 e (l) 26.....	53
Figura 12 - Perfis verticais da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, para <i>SChuva</i> , às 18:00 UTC, para os dias (a) 07, (b) 11, (c) 14, (d) 16, (e) 17, (f) 22 e (g) 25.	56
Figura 13 - Perfis verticais médios da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, às 18:00 UTC, para (a) <i>CChuva</i> e (b) <i>SChuva</i>	59
Figura 14 - Perfis verticais da velocidade do vento, em m/s, para <i>CChuva</i> , às 06:00 UTC, para os dias (a) 06, (b) 08, (c) 09, (d) 10, (e) 12, (f) 13, (g) 15, (h) 18, (i) 19, (j) 23, (k) 24 e (l) 26. A linha horizontal tracejada indica o topo da CLE.....	61

Figura 15 - Perfis verticais da velocidade do vento, em m/s, para <i>SChuva</i> , às 06:00 UTC, para os dias (a) 07, (b) 11, (c) 14, (d) 16, (e) 17, (f) 22 e (g) 25. A linha horizontal tracejada indica o topo da CLE.	63
Figura 16 - Perfis verticais da velocidade do vento, em m/s, para <i>CChuva</i> , às 18:00 UTC, para os dias (a) 06, (b) 08, (c) 09, (d) 10, (e) 12, (f) 13, (g) 15, (h) 18, (i) 19, (j) 23, (k) 24 e (l) 26. A linha horizontal tracejada indica o topo da CM.	66
Figura 17 - Perfis verticais da velocidade do vento, em m/s, para <i>SChuva</i> , às 18:00 UTC, para os dias (a) 07, (b) 11, (c) 14, (d) 16, (e) 17, (f) 22 e (g) 25. A linha horizontal tracejada indica o topo da CM.	68
Figura 18 - Distribuição no tempo do acumulado de chuva por minuto na região de Fortaleza para o dia 09 de abril de 2011.	70
Figura 19 - Imagens de satélite GOES-12, no canal infravermelho, para o dia 09, às (a) 00:00, (b) 06:00, (c) 12:00 e (d) 18:00 UTC.	72
Figura 20 - Imagens de satélite GOES-12, no canal infravermelho, para o dia 07, às (a) 00:00, (b) 06:00, (c) 12:00 e (d) 18:00 UTC.	73
Figura 21 - Perfis de refletividade do micro radar (dBz), tempo (UTC) x altura (m), observados sobre o sítio da Defesa Civil, para os dias (a) 09 e (b) 07.	74

LISTA DE TABELAS

Tabela I - Variáveis, instrumentos de medição e sítios de localização.	34
---	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CCM – Complexos Convectivos de Mesoescala

CE – Ceará

CLA – Camada Limite Atmosférica

CLC – Camada Limite Convectiva

CLE – Camada Limite Estável

CLFA – Centro de Lançamentos de Foguetes de Alcântara

CLL – Camada Limite Litorânea

CLN – Camada Limite Noturna

CLO – Camada Limite Oceânica

CLP – Camada Limite Planetária

CLU – Camada Limite Urbana

CM – Camada de Mistura

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

CR – Camada Residual

CS – Camada Superficial

FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo

FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia

GATE – *Global Atmospheric Research Program GARP Atlantic Tropical*

Experiment

HL – Hora Local

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

JBN – Jatos de Baixos Níveis

JBNN – Jatos de Baixos Níveis Noturnos

LES – *Large-Eddy Simulation*

LIDAR – *Light Detection And Ranging*

MM5 – *Model Mesoscale Five*

NEB – Nordeste Brasileiro

PALM – *A PARallelized Large-Eddy Simulation Model for Atmospheric and*

Oceanic Flows

Projeto CHUVA – *Cloud process of tHe main precipitation systems in Brazil. A contribUtion to cloud resolving modeling and to the GPM – GlobAL Precipitation Moeasudement*

Projeto RADASP – Meteorologia com Radar em São Paulo

QUARELP – Diagnóstico Qualitativo da poluição atmosférica na Região

Esturiana da Lagoa dos Patos

RJ – Rio de Janeiro

SCM – Sistemas Convectivos de Mesoescala

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

UECE – Universidade Estadual do Ceará

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

ZE – Zona de Entronhamento

LISTA DE SÍMBOLOS

c_p – Calor específico do ar seco a pressão constante

$\partial\theta/\partial z$ – Variação da temperatura potencial com a altura

M_d – Peso molecular efetivo para o ar seco

p – Pressão atmosférica

q – Umidade específica

R_d – Razão entre a constante universal dos gases e o peso molecular efetivo para o ar seco

R^* – Constante universal dos gases

T – Temperatura do ar

u – Componente zonal do vento

v – Componente meridional do vento

θ – Temperatura potencial

θ_v – Temperatura potencial virtual

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
2. OBJETIVOS	19
2.1. Objetivo geral	19
2.2. Objetivos específicos	19
3. REVISÃO DE LITERATURA.....	20
3.1. A Camada Limite Atmosférica	20
3.2. Caracterização da CLA pelo mundo.....	24
3.3. Estudos da CLA na América do Sul	26
3.4. Métodos de obtenção da altura da CLA	28
3.5. Alterações na CLA causadas por sistemas de escala maior	30
4. MATERIAL E MÉTODOS	32
4.1. Projeto CHUVA.....	32
4.2. Área de Estudo.....	32
4.2.1. <i>Localização dos instrumentos</i>	33
4.3. Dados	35
4.3.1. <i>Radiossondagem</i>	35
4.3.2. <i>Pluviômetros</i>	38
4.3.3. <i>Imagens de satélite</i>	39
4.3.4. <i>Micro radar</i>	39
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
5.1. Precipitação para o período do experimento CHUVA - Fortaleza	41
5.2. Caracterização da CLA por radiossondagem.....	42
5.2.1. <i>Perfis verticais de θ e θ_v</i>	42
5.2.1.1. <i>Camada Limite Noturna</i>	42
5.2.1.2. <i>Camada Limite Convectiva</i>	51
5.2.2. <i>Perfis verticais do vento</i>	59
5.2.2.1. <i>Camada Limite Noturna</i>	59
5.2.2.2. <i>Camada Limite Convectiva</i>	65
5.3. Estudo de caso	70
5.3.1. <i>Modificações na CLA induzidas por sistemas meteorológicos</i>	71
6. CONCLUSÕES	75
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77

1. INTRODUÇÃO

É sabido que os fenômenos meteorológicos são divididos em escalas, tal que a escala de um determinado fenômeno faz referência às suas dimensões típicas de espaço e tempo. A divisão de escalas de Orlanski (1975) é a mais utilizada na meteorologia. Como a atmosfera é um sistema dinâmico, não existe nenhuma barreira que impeça que um determinado sistema de uma determinada escala interaja com outros sistemas de outras escalas. Os fenômenos mais importantes da atmosfera ocorrem em diferentes escalas espaço-temporais, desde a escala sinótica a flutuações de microescala (Gutiérrez et al., 2004).

Pereira et al. (2002) definiram a escala sinótica, ou grande escala, fazendo referência aos fenômenos que compreendem grandes áreas. O segundo nível de escala atmosférica, denominado mesoescala, corresponde ao clima regional, possuindo um detalhamento maior que a escala sinótica e tratando de áreas que apresentam certa homogeneidade. Por fim, definiram a escala de maior detalhe, denominada como microescala. A camada mais próxima à superfície terrestre, a Troposfera, é onde estão inseridos os sistemas atmosféricos causadores de concentrações consideráveis de chuva e a maior parte de outros sistemas meteorológicos. A parte mais inferior desta camada atmosférica é a camada onde a fricção dos ventos sofre grande influência da própria superfície e é chamada de Camada Limite Atmosférica (CLA), foco de estudo da micrometeorologia.

As interações entre a superfície terrestre e a atmosfera são de grande importância para diversas atividades humanas, além da evolução da concentração de matéria em partículas, bem como fluxos de energia, *momentum* e umidade. O transporte dessas quantidades é dominado na horizontal pelo vento médio (advecção) e na vertical pela turbulência. Stull (1988) afirma que os processos que ocorrem na fronteira entre a superfície e a atmosfera modificam a camada entre 300 e 1000 m, (dependendo de diversos fatores, como localização, tipo de cobertura do solo, entre outros) criando o que é chamada de CLA. O restante do ar, acima disto, é chamado de atmosfera livre. Dessa forma, a representação da CLA pode ser um fator decisivo para diferentes aplicações, como melhorias em técnicas agrícolas, previsão numérica de tempo, controle e monitoramento da qualidade do ar, associado com o transporte e dissipação de poluentes, incluindo plumas industriais, além da modelagem de tempo e climática (Baklanov et al., 2010).

A representação, mais realística como for possível, da superfície e dos processos físicos que ocorrem na atmosfera, além do esclarecimento da interação existente entre estas escalas meteorológicas, é fator determinante para a previsão de tempo e simulações climáticas. Um dos mais importantes processos para previsões de tempo e clima que precisa ser parametrizado em modelos numéricos são as misturas verticais e a formação, manutenção e dissipação de nuvens.

Embora o efeito da rotação da Terra não seja tão considerável na CLA, as características da superfície são importantes. Tal influência é diretamente sentida na subcamada superficial, que é a camada de ar que apresenta os elementos de rugosidade. A intensidade, o grau e a continuidade da atividade turbulenta na CLA são regidos pelas características dos processos que interagem entre si (Mahrt, 2014).

Normalmente, o ciclo solar diurno é a chave para evolução e caracterização da CLA, podendo ser classificada, de acordo com seus forçamentos, em Camada Limite Convectiva (CLC) e Camada Limite Noturna (CLN). Todavia, a sua variação diurna não é causada pelo forçamento direto da radiação solar, e sim por processos de transporte (turbulência e condução). Cada uma destas camadas possui um conjunto de características que é o resultado da interação dos fluxos turbulentos superficiais. Esta dinâmica implica no desenvolvimento de estruturas que podem ser parametrizadas por escalas turbulentas típicas e, desta forma, são definidas em termos de parâmetros físicos que descrevem a estrutura da CLA (Corrêa, 1997).

Além da dependência da interação com os diversos tipos de superfícies, o desenvolvimento e as distintas características de qualquer subcamada da CLA são fortemente influenciados por fenômenos atmosféricos de grande e mesoescala.

A micrometeorologia abrange diversas áreas de estudo. No que diz respeito ao estudo e monitoramento da qualidade do ar, o conhecimento da micrometeorologia compreende o estudo do transporte, deposição e difusão de poluentes, estudos de operações industriais no que diz respeito às emissões gasosas, operações militares com considerações da obscuridade e dispersão de contaminantes, entre outras aplicações.

Quando se leva em consideração a meteorologia de mesoescala, o acoplamento com a micrometeorologia dá a possibilidade do estudo da Camada Limite Urbana (CLU) e ilhas de calor, além das caracterizações de circulações termicamente induzidas, como brisas e ventos de vale-montanha. O estudo de redemoinhos de poeira (*dust devils*), trombas d'água e tornados também é possível graças ao estudo acoplado da micrometeorologia com a meteorologia de mesoescala.

Em meteorologia aeronáutica, o interesse dessa representação está em fenômenos meteorológicos de nuvens baixas, a presença de jatos de baixos níveis e o cisalhamento do vento, no que diz respeito aos momentos de pousos e decolagens.

Na hidrologia e na meteorologia agrícola, processos como deposição seca de gases naturais e poluentes em gotas, evaporação, orvalho e geada também são importantes e podem ser foco do estudo da camada da troposfera mais próxima à superfície, estando intimamente associados com o estado da CLA, com a intensidade da turbulência e com o balanço de energia à superfície. Outras aplicações da micrometeorologia estão voltadas ao planejamento e gestão urbana, oceanografia física, dentre outras.

Outro foco de pesquisas voltadas à caracterização da CLA diz respeito, exatamente, à determinação de sua altura, que, de acordo com pesquisas anteriores (Stull, 1988), pode estar associada à altura da camada da base das nuvens baixas. Sobre os oceanos, por exemplo, a profundidade da CLA varia relativamente mais devagar no espaço e no tempo e é mais homogênea que a CLA formada sobre o continente. Enquanto a altura da CLC continental ocorre entre 1 e 2 km, aproximadamente, a altura característica da CLA marítima situa-se em torno de 500 m. Um dos resultados encontrados por Reuter et al. (2004) dá conta de que a altura da CLC é sistematicamente maior na região litorânea em relação ao oceano, sendo a altura máxima entre 650 e 580 m no continente e de 600 e 480 m no oceano. Também na CLA litorânea é nítido o forte cisalhamento do vento, que provavelmente contribui para uma maior turbulência na CLA, associada à maior rugosidade aerodinâmica superficial. Por outro lado, Fisch (1995) e Silva Dias e Regnier (1996) afirmam que a CLC geralmente desenvolve-se mais sobre uma região de pastagem (seca e quente) que sobre uma região florestada (úmida e fria).

Durante o período diurno, a CLA se aquece diretamente em resposta ao aquecimento diurno da superfície, porém com um pequeno espaço de tempo de retardo. Nesse caso, a difusão do calor ocorre pelo efeito altamente difusivo da turbulência de origem térmica, a convecção. Durante a noite, a camada limite superficial sofre o resfriamento noturno, quando ocorrem noites de céu claro, levando à formação de uma camada de inversão térmica superficial e da camada limite estável, onde a turbulência é gerada mecanicamente pelo cisalhamento vertical do vento (Wallace e Hobbs, 2006).

É sabido que a radiação solar é um fator determinante para a evolução e desenvolvimento da CLA, visto que é o principal forçamento para o aquecimento da superfície e posterior início da turbulência. Sobre os oceanos, o aquecimento proveniente da radiação solar não é o fator predominante que influencia na profundidade da CLA,

visto que a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) muda pouco durante o dia, devido a elevada capacidade calorífica da água. Dessa forma, as mudanças na profundidade da CLA sobre os oceanos são causadas por processos sinóticos e de mesoescala, movimentos verticais e advecção de diferentes massas de ar.

A atual pesquisa busca utilizar a extensão de estudos voltados à caracterização da CLA como embasamento para o estudo desta em uma restrita área costeira do Nordeste do Brasil (NEB).

O específico conjunto de dados disponíveis e utilizados no atual estudo cumpre acrescentar as abordagens acima citadas à comunidade científica, principalmente quando se leva em consideração o estudo da interação na interface oceano-continente do ponto de vista micrometeorológico, a partir da observação da CLA, visto que existem poucas pesquisas desse tipo voltadas ao NEB.

Com o intuito de se compreender o efeito dos sistemas meteorológicos de grande e mesoescala e caracterizar a CLA na região metropolitana de Fortaleza – CE, o atual estudo foi desenvolvido comparando-se dias com a presença de tais sistemas e dias em que esses sistemas não estiveram presentes.

Adotando-se essas informações como premissa para a caracterização da CLA, a hipótese básica estabelecida para esta pesquisa é que, com a presença de sistemas meteorológicos de meso e/ou grande escala, a altura da CLA experimenta considerável variação e se diferencia das características identificadas na CLA formada sob diferentes condições, ou seja, sem a presença de tais sistemas meteorológicos. Além disto, resta saber se a CLA observada sobre esta região possui características únicas quando comparadas com as CLA de outras localidades.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo geral

Esta pesquisa tem como objetivo apresentar características da CLA formada em dias chuvosos e sob condições de bom tempo na região costeira do Estado do Ceará.

2.2. Objetivos específicos

Mediante a análise dos dados e baseado no objetivo geral proposto, espera-se estabelecer:

- Qual variável é mais sensível aos efeitos da atmosfera no que diz respeito à obtenção da altura da CLA?
- Quais as características mais marcantes da CLA na costa do Ceará, quanto às principais variáveis atmosféricas?
- Qual a influência de sistemas de meso e/ou grande escalas sobre a CLA formada na região de estudo?
- O quanto os sistemas de escala maior podem influenciar e/ou alterar estas características padrão?

3. REVISÃO DE LITERATURA

3.1. A Camada Limite Atmosférica

Uma variável importante a ser considerada na CLA é a altura do seu topo. Tal consideração leva a um grande interesse na determinação dessa característica (Stull, 1988; Strong et al., 2005; Granados-Muños et al., 2012), pois é conveniente para a comunidade científica o entendimento da influência desta na vida da população.

Além disso, também existe um considerável número de estudos que enfatizam a observação da CLA voltada à comparação na interface oceano-continente (Arya, 1988; Kallistratov et al., 2013). Os resultados da investigação dessa interação, ou seja, dos efeitos da topografia e da geometria da linha costeira na circulação ascendente na costa Sudeste do Brasil, além do estudo de inversões de temperatura nos baixos níveis da troposfera e a formação dos jatos de baixos níveis (JBN), bem como as influências das brisas marítimas na circulação atmosférica tem sido foco de estudos sobre a região de Cabo Frio – RJ, por exemplo (Rodrigues e Lorenzetti, 2001; Ribeiro et al., 2016), embora sem levar em consideração estes efeitos do ponto de vista da CLA. Em seus resultados, Rodrigues e Lorenzetti (2001) afirmam que a variação da linha costeira é a causa da ocorrência da intensa circulação ascendente em Cabo Frio.

O estudo dos fenômenos de pequena escala é voltado, principalmente, para a observação da Camada Limite Planetária (CLP) ou Camada Limite Atmosférica (CLA). A CLA é a camada da atmosfera logo acima da superfície, seja de uma superfície de terra, seja de uma superfície de água (quando sobre o oceano, é chamada de Camada Limite Oceânica ou CLO). É nesta camada em que os efeitos da superfície adjacente são sentidos diretamente em escalas de espaço e tempo menores, com o transporte vertical de energia, *momentum* e propriedades escalares, como umidade e poluentes, que, por sua vez, agem modificando a dinâmica e a termodinâmica das circulações de larga escala por alterações na superfície e, de modo inverso, nos fluxos turbulentos de superfície (Stull, 1988; Fisch et al. 2004).

A preocupação com o desenvolvimento de tais fluxos dirigidos pela mudança das condições de superfície foi objeto de estudo de Avelino (2000). O modelo utilizado, que descrevia as propriedades da CLA, utilizava representações do perfil de velocidade de modo que uma solução analítica local para a região foi utilizada como uma condição limite para a solução externa. Por esta razão, esta solução levou em consideração as modificações locais impostas ao fluxo, tais como as provocadas pelas mudanças na rugosidade da superfície. Os fluxos turbulentos de superfície de calor sensível e calor

latente desempenham um papel importante no transporte vertical de energia e vapor de água na CLA. A medição dos fluxos médios por área em escala regional é necessária para um melhor entendimento dos processos hidrológicos e meteorológicos bem como para a validação de parametrizações na previsão numérica do tempo e modelos climáticos (Li et al., 2012; Beyrich et al., 2012; Braam et al., 2012).

Em seus estudos, Fisch et al. (2004) ainda concluíram que a CLA também pode ser caracterizada pelos processos de geração de turbulência mecânica, produzida pelo cisalhamento do vento, e turbulência térmica, produzida pelo empuxo. Esses processos são controlados pelo nível de interação da superfície e do entranhamento com a atmosfera livre acima. Ao mesmo tempo que essa interação é observada, a CLA deve também modificar os fluxos de superfície através da influência da temperatura e umidade do ambiente, resultado da partição de energia da superfície. Os autores ainda afirmam que para uma área de estudo desmatada, a CLA apresenta forte sazonalidade, com maiores profundidades durante a estação seca que durante a estação chuvosa. As condições de umidade do solo determinam o particionamento da energia na superfície e, conseqüentemente, o fluxo de calor sensível. Durante a estação seca, o uso e a cobertura do solo podem determinar a estrutura da CLC.

Holton et al. (2002) definiram as principais características desta camada como:

- Manter a "ligação" entre a superfície e a atmosfera, influenciando a transferência de calor e umidade entre elas;
- Desempenhar um papel central na determinação da ocorrência de nuvens baixas e os conseqüentes efeitos sobre os limites de radiação;
- Reter aerossóis e poluentes.

A CLA responde aos forçamentos da superfície, com uma escala de tempo de aproximadamente 1 hora ou menos e apresenta, também, uma escala de altura da ordem de aproximadamente 1 a 2 km. Estes forçamentos incluem o arrasto friccional, a evaporação e transpiração, a transferência de calor, a emissão de poluentes e a modificação do escoamento induzido pela superfície (Stull, 1988).

Tanto sobre superfícies continentais quanto sobre o oceano, a CLA tende a ser mais espessa sobre regiões de baixa pressão e mais fina sobre regiões de alta pressão. O movimento subsidente e a divergência horizontal em baixos níveis associados a regiões de alta pressão fazem com que o ar se movimente para fora da região de alta pressão e o topo da CLA desça. Essas profundidades mais baixas da CLA são, frequentemente, associadas com regiões livres de nuvens (Stull, 1988). Já em áreas de baixa pressão, os

movimentos ascendentes transportam o ar para as partes mais superiores da troposfera, fazendo com que o topo da CLA suba.

Essa modificação na altura desta camada causa alterações na sua estrutura física, que é determinada por processos complexos que envolvem diversas variáveis e fatores que podem influenciar os perfis verticais e as grandezas atmosféricas de diferentes maneiras, tornando difícil a obtenção de relações universais para a CLA (Beyrich, 1997). As influências da superfície sobre a CLA é foco de estudos na área da Micrometeorologia. Os efeitos antrópicos também são diretamente sentidos nessa camada. Atividades agrícolas, desmatamento e urbanização geram efeitos no clima local, regional e até global.

Os estudos de Bradley (1986) tentam compreender os efeitos destas mudanças na superfície sobre as propriedades dos fluxos utilizando observações de campo. Os fluxos locais de diferentes tipos de superfície podem diferir significativamente (Beyrich et al., 2006). As mudanças na cobertura vegetal geram impactos no balanço de energia que, por sua vez, interage e modifica a CLA. As diferenças existentes na rugosidade do terreno e no tipo de superfície contribuem diretamente na maneira como a CLA influencia este transporte de energia, que são realizados através da turbulência existente na camada, havendo uma maior ou menor eficiência neste processo, dependendo das características desta turbulência (Arya, 1988; Stull, 1988).

Formada pelos processos turbulentos associados a trocas de energia, *momentum* e massa na superfície, os fatores que alteram a CLA incluem radiação solar, irradiação da superfície, vegetação, ventos locais, entre outros. Esses fatores contribuem para a dinâmica da camada e, juntamente com a influência do relevo, acabam por determinar sua estrutura vertical.

Compreender o comportamento da CLA é, portanto, um importante pré-requisito para entender como mudanças na superfície terrestre se traduzirão em mudanças na dinâmica e termodinâmica da circulação em grande escala e, por outro lado, como mudanças na circulação atmosférica modificarão a superfície e os fluxos de superfície (Fisch et al., 2004).

Todas estas modificações e dependências encontradas dentro da camada causam variações nas suas características no decorrer do tempo, fazendo com que a CLA apresente um ciclo de desenvolvimento. Para se entender o ciclo de aquecimento diurno da superfície, pode-se fazer também a associação com o ciclo de evolução da CLA. Em áreas continentais, a CLA desenvolve um forte ciclo diurno (Betts, 2003), uma vez que ela liga a superfície aquecida à atmosfera durante o dia e se dissocia à noite. O principal

fator de influência desse ciclo é a incidência de radiação solar, caracterizando assim a variação diária da temperatura próxima à superfície. Tal aquecimento, ou posterior resfriamento, pode ser considerado como a fonte primária de energia presente na CLA, tendo também uma dependência com a cobertura de nuvens, composição da atmosfera e das condições de superfície.

O ciclo solar diurno controla a evolução das propriedades físicas da CLA, especialmente durante fracas condições sinóticas, por exemplo, através de processos de pequena escala produzindo turbulência nos níveis mais baixos da atmosfera. Alguns desses processos não são tão claramente entendidos, principalmente, quando se leva em consideração a CLA. Os estudos de Angevine (2008) mostram que isso pode ser observado em localidades bem diferentes: sobre o continente e ao longo da região costeira, abaixo das bases das nuvens. Em despeito dessa diversidade, a turbulência atmosférica é comum a todas.

Sobre superfícies continentais, a CLA apresenta uma estrutura bem definida quando se trata da evolução de seu ciclo diurno. O estudo da CLA pode ser dividido na consideração deste ciclo durante o dia, definindo assim a Camada Limite Convectiva (CLC), e durante a noite, definindo assim a Camada Limite Noturna (CLN).

A transição da CLC para a CLN é induzida pelo resfriamento radiativo no solo, chamada de transição da tarde (Nadeau et al., 2011). Assim como a transição durante a manhã, alguns momentos são considerados indicadores da mudança de uma situação para outra: o pôr do sol, a inversão do fluxo de calor da superfície, e o aparecimento de uma camada limite estável (Lapworth, 2015). Durante a tarde, a energia solar recebida na superfície da Terra começa a diminuir, a turbulência enfraquece e a transição da tarde se inicia. O fim dessa transição acontece quando o fluxo de calor se torna negativo (Sorbján, 2007).

Diversos autores têm associado o desenvolvimento da CLN e a altura do seu topo com a formação Jatos de Baixos Níveis Noturnos – JBNN. A definição desse tipo de sistema varia de estudo para estudo e depende, principalmente, do tipo de aplicação utilizada. Banta (2008) define JBNN como sendo um máximo de vento na baixa troposfera, entre 1000 e 1500 m. Em estudos de advecção de quantidades escalares (vapor de água, poluentes, etc.), Andreas et al. (2000) definem que o JBNN é o mais forte e mais profundo máximo de velocidade do vento, que pode ocorrer entre 400 e 1000 m.

Já quando se leva em consideração os processos físicos climáticos que ocorrem em uma escala superior, estes resultam em modificações sucessivas no comportamento

da atmosfera até as escalas inferiores. Por outro lado, os processos físicos e climáticos que ocorrem nas escalas inferiores resultam em uma limitada repercussão nas escalas superiores (Ribeiro, 1993). Na escala sinótica ocorre a interação entre a radiação solar, a curvatura da Terra e os seus movimentos: rotação e translação. Na mesoescala ocorre a interação entre a energia disponível e as feições do meio terrestre, enquanto na microescala inferior ocorre a interação entre os sistemas ambientais e as modificações dos fluxos de energia.

Um dos efeitos da microescala sobre os fenômenos de mesoescala é a iniciação e evolução da convecção profunda. Para o entendimento desses detalhes, Lima e Wilson (2008) investigaram os tipos de disparos que influenciaram o desenvolvimento de tempestades convectivas durante a estação chuvosa na região sudoeste da Amazônia. Os resultados obtidos revelaram que grande parte destas tempestades foram geradas pela formação das piscinas frias associadas com frentes de rajada quase circulares. Os mecanismos de disparo da convecção profunda variaram, sendo considerados como tal, o levantamento forçado por frentes de rajadas, levantamento de ar sobre a topografia via frente de rajada e levantamento forçado somente pela interação do escoamento médio com a topografia. Souza e Silva (2003) chegaram à conclusão que o ciclo diurno da convecção tem forte relação com o aquecimento diurno da superfície.

3.2. Caracterização da CLA pelo mundo

Como já dito anteriormente, a CLA apresenta diferentes características quando considerada sobre diferentes tipos de superfícies. Também é possível identificar diferenças nesta camada quando se estuda a CLA em distintas localidades do globo. Diversos estudos trazem esta diferenciação em que a altura da CLA é comumente utilizada para caracterizar a extensão vertical da mistura dentro da camada limite e a altura em que acontecem as trocas com a troposfera livre (Seidel et al., 2010).

Sob condições de bom tempo, a altura da CLA é de aproximadamente 1600 m sobre áreas continentais. Já sobre a superfície oceânica, essa altura cai pela metade, alcançando uma média de 800 m (Arya, 1988). Além disso, sobre o oceano, a profundidade da CLA experimenta uma variação relativamente mais lenta no espaço e no tempo. Isso acontece porque a temperatura da superfície do mar apresenta pequena variação diurna, devido, principalmente, à elevada capacidade calorífica da água, aumentando assim a quantidade de calor proveniente do Sol que é absorvida pela superfície oceânica. Importantes diferenças entre as CLA continental e oceânica surgem devido à termodinâmica e dinâmica desenvolvida para cada uma destas superfícies.

Usando dados de radar de alta qualidade, perfis de refletividade, área de convecção, e fração de volume de chuva na Amazônia e sobre o Pacífico Oriental, Pereira e Rutledge (2006) estudaram o ciclo diurno da convecção rasa e profunda e concluíram que as convecções profundas (rasas), formadas por ventos de leste (oeste), começam pela manhã, evoluem durante o dia e tem seus máximos no período da tarde.

Groß et al. (2011) apresentaram medições, a partir de dados do *Light Detection And Ranging* (LIDAR) do Instituto Meteorológico da Universidade Ludwig-Maximilians, em Munique, Alemanha, de propriedades óticas de aerossóis na CLA. Os resultados encontrados mostraram que o transporte de partículas sólidas na CLA é consideravelmente intenso, visto que, durante a primeira fase do experimento, a CLA foi dominada por partículas de poeira saariana hidrofóbicas.

As características da altura da CLA e a relação desta com a concentração de massa de materiais particulados na China central foram foco dos estudos de Du et al. (2013). O método utilizado pelos autores visou a caracterização da CLA levando em consideração as variações anuais, sazonais e diurnas, usando dados meteorológicos de superfície, como precipitação, temperatura, direção e velocidade do vento, além de radiossondagens. Três métodos distintos foram utilizados para a determinação desta altura: a) Método de Liu e Liang (2010), que se baseia na análise da estabilidade atmosférica através do perfil vertical da temperatura potencial; b) Método de Nozaki (1973), com base em observações meteorológicas de rotina à superfície a partir da classificação de estabilidade de Pasquill (1961), que determina que, quanto maior foi a instabilidade atmosférica, mais rápida será a dispersão dos poluentes atmosféricos, resultando em menores concentrações desses constituintes em comparação com condições estáveis; c) Método de Holzworth (1967), utilizado para calcular os valores máximos e mínimos da altura da CLA com base nos perfis de radiossondagem em 08:00 UTC e 20:00 UTC, respectivamente, onde a altura da CLA é apontada como sendo o nível em que a temperatura máxima ou mínima do ar segue a taxa de resfriamento adiabaticamente seca até a interseção com a temperatura observada.

Os resultados obtidos por Du et al. (2013) mostraram que a altura máxima diária do topo da CLA ocorreu entre 11:00 e 16:00 horário de Pequim, e também que a altura máxima sazonal do topo ocorreu durante a primavera, devido à velocidade do vento máximo anual nesta estação.

Objetivando a comparação entre os fluxos de calor sensível obtidos a partir de dados coletados por uma aeronave de pesquisa com dados gerados por um modelo do tipo

LES (*Large Eddy Simulation*), o PALM (*A PARallelized Large-Eddy Simulation Model for Atmospheric and Oceanic Flows*), e também com o intuito de validar qualitativamente o desempenho deste modelo ao simular a evolução do crescimento da camada limite convectiva sobre heterogeneidade superficial durante as estações chuvosa e seca na Amazônia, Kaufmann e Fisch (2016) compararam os perfis verticais de temperatura potencial obtidos por radiossondagem e simulados pelo modelo. Os resultados encontrados apontam para um desempenho satisfatório da simulação, visto que a altura da CLC indicada pelo modelo coincide com a mesma variável observada nos perfis de radiossondagem, salvo alguns casos. Tanto durante a estação seca quanto durante a estação chuvosa daquela área, no período da manhã, o topo da CLA ficou abaixo de 500 m, começando a se desenvolver a partir das 11:00 HL e alcançando seu máximo no final da tarde, aproximadamente 2000 m.

3.3. Estudos da CLA na América do Sul

Apesar de já existirem estudos realizados em regiões continentais tropicais (Fisch et al., 2004 na Amazônia; Kubota, 2002 em áreas alagadas do Pantanal), ainda existe pouca investigação científica no que diz respeito aos estudos atmosféricos da CLA marinha e litorânea. No caso específico da CLA litorânea, os esforços experimentais no Brasil são poucos, destacando-se os experimentos Meteorologia com Radar em São Paulo (RADASP) (Machado e Silva Dias, 1990) e Diagnóstico Qualitativo da poluição atmosférica na Região Esturiana da Lagoa dos Patos (QUARELP) (Rodrigues e Krusche, 2003). Relativo à CLA marinha, um dos primeiros experimentos a ser realizado em Oceano foi o Global Atmospheric Research Program GARP Atlantic Tropical Experiment – GATE (1974), na década de 70, que objetivava entender o papel da convecção tropical e seu papel na circulação geral da atmosfera. Isto foi realizado através de estudos que visavam aumentar a previsibilidade da atmosfera tropical para um período maior.

A partir de Moura e Shukla (1981) e dos estudos que se seguiram, a influência da temperatura da água do mar no Atlântico Tropical sobre o clima do NEB é um fato reconhecido pela comunidade meteorológica. Esses estudos mostram a importância atual do estudo do acoplamento oceano-atmosfera para um melhor entendimento da atmosfera.

Dentre as várias situações da camada limite que envolvem diferenças de superfície, uma situação particularmente importante é a transição entre o continente e o oceano. Esta situação é constituída pela circulação de brisa local ou por forçantes de escala superior, como a advecção de massas de ar (Durand et al., 1989). A CLA litorânea

e a CLA oceânica foram investigadas por Reuter et al. (2004) no litoral norte do Maranhão, com o cálculo da estrutura termodinâmica média da atmosfera. Os autores concluíram que na CLA litorânea, os processos de crescimento e decaimento da CLC são mais intensos, devido ao fato de esta superfície responder mais rapidamente ao ciclo diário da radiação solar e também pelo fato de que a turbulência cessa mais rapidamente sobre o continente e conseqüentemente surge uma camada residual bem característica.

Por muitas vezes, a estrutura da CLA, como no caso da formada sobre o Centro de Lançamentos de Foguetes de Alcântara (CLFA), assemelha-se mais ao litoral do que continental pura, devido à pouca distância da costa. Valores observados em regiões continentais da CLC são bem superiores aos valores da CLC litorânea (Reuter et al., 2004; Fisch et al., 2004).

Em estudos observacionais e simulações numéricas, Corrêa (2005) utilizou o modelo atmosférico MM5 (*Model Mesoscale Five*) para estudar a estrutura e caracterizar o transporte realizado pelos Jatos de Baixos Níveis (JBN) e observou que os fluxos e os JBN são responsáveis por parte do aumento de vapor de água em baixos níveis na atmosfera, desempenhando importante papel na circulação geral, na geração e manutenção dos processos de convecção em latitudes médias e próximas dos trópicos. A observação dos perfis verticais do vento através de radiossondagens, realizadas no Sul e Sudeste do Brasil, possibilita afirmar que esses jatos apresentam uma tendência de estarem ligados a eventos convectivos noturnos e na geração de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM).

Os estudos de Strong et al. (2005) mostram o acoplamento entre os processos existentes na CLA e os tipos de cobertura de nuvem que determinam as taxas de precipitação convectiva no fim da tarde no sudoeste da Amazônia. O desenvolvimento da Camada de Mistura (CM) e da Zona de Entranhamento (ZE) foi dividido em dois ciclos distintos. Esses contrastes são semelhantes às condições encontradas sobre os oceanos tropicais. Rickenback et al. (2002) afirmaram que esses processos são altamente dependentes do regime de vento predominante, onde os fluxos de leste ou oeste persistentes na baixa troposfera estão relacionados à produção de regimes convectivos, com distintos padrões diurnos da CLA.

Afim de determinar o crescimento da CLA para estações chuvosa e seca, Carneiro et al. (2016) utilizaram medidas realizadas por um instrumento de sensoriamento remoto (ceilometer) instalado na região da floresta Amazônica. Este tipo de instrumento registra a intensidade do retroespalhamento óptico no infravermelho próximo, por meio da

emissão de um pulso de luz na vertical, obtendo uma estimativa da base das nuvens, que corresponde, aproximadamente, a altura da CLA. Seus resultados apontam que, na época seca, a CLA mostra-se melhor estabelecida na fase convectiva, atingindo uma maior profundidade máxima em relação à estação chuvosa. Além disso, para o período chuvoso, devido à formação de nebulosidade, o ciclo diário da CLA não é muito claro.

3.4. Métodos de obtenção da altura da CLA

Seibert et al. (2000) definem que a altura da CLA é *“a altura da camada adjacente à superfície em que poluentes, ou alguns constituintes emitidos ou entranhados nesta, tornam-se misturados por turbulência mecânica ou convectiva em uma escala de tempo de uma hora ou menos”*.

Esta altura pode ser identificada nos perfis de temperatura potencial virtual e velocidade do vento obtidos com radiossondagens, como sendo a altura correspondente à base de uma inversão térmica elevada ou camada estável, ou como sendo a altura onde ocorre uma redução significativa na umidade do ar, frequentemente acompanhada pelo aumento do cisalhamento do vento (Seibert et al., 2000). A determinação dessa altura por meio de radiossondagens é o método mais utilizado, tendo uma grande vantagem por se tratar de medidas *in situ*.

A determinação da altura da CLA é de importância científica para o estudo de diversos processos como formação de nuvens e atividade convectiva, dispersão de aerossóis e poluentes. Vários métodos têm sido aplicados à estimativa da altura e estrutura da CLA e sua variabilidade a partir de sinais de retroespalhamento do LIDAR na camada limite (Seibert et al., 2000; Sicard et al., 2006). Uma abordagem conveniente, confiável e amplamente utilizada para a determinação da altura e estrutura da camada limite, tanto durante o dia quanto à noite, é pela identificação dos valores da temperatura potencial medidos por radiossondas (Behrendt et al., 2011). Especificamente, a temperatura potencial tende a se manter praticamente constante com a altura dentro da camada de mistura. A camada estável na parte superior da camada de mistura turbulenta impede que os turbilhões se espalhem para níveis superiores. Camadas fortemente estáveis caracterizadas pelo aumento dos valores de temperatura com a altura podem manter o desenvolvimento da convecção profunda.

Santos e Fisch (2007) compararam quatro métodos de estimativa da CLC utilizando dados de SODAR e radiossondas: a) Método das Parcelas; b) Método do Número de Richardson; c) Método dos Perfis; d) Método de medição direta através do SODAR. Em seus resultados, os autores concluíram que o Método das Parcelas

superestima as alturas encontradas em todos os outros métodos. As alturas obtidas pelo SODAR foram as que obtiveram os menores valores de correlação quando comparadas com os outros métodos, que ocorre possivelmente devido ao alcance médio do SODAR, que é de 1500 m, e a partir desta altura é feita uma medição da altura do tipo da CLC. Os métodos do Número de Richardson e o dos perfis, quando comparados entre si, obtiveram as melhores correlações, com pequenas diferenças nas alturas encontradas.

Esau (2010) usou *Large-eddy Simulation* (LES) para gerar uma estrutura consistente da CLA com parâmetros externos específicos. Esta técnica proporciona um importante complemento de dados para estudos independentes sobre a estrutura e dinâmica da CLA, contribuição para solução de problemas, parametrizações e compreensão da teoria da camada limite, onde, para se obter a estrutura vertical da CLA, a quantidade de interesse é normalizada e interpolada linearmente. Os resultados encontrados foram suficientes para se concluir que, em geral, a utilização de modelos matemáticos apresenta uma qualidade razoável, suficiente para a maioria das aplicações.

Seidel et al. (2010) calcularam a altura da CLA através de sete métodos, usando a temperatura potencial, temperatura potencial virtual, umidade relativa, temperatura, umidade específica, e perfis de refratividade para um período de dados de 10 anos, sendo que estes três últimos métodos assumem que a CLA é uma região mais úmida, mais densa e mais refrativa que a troposfera acima. Os perfis de refratividade são calculados a partir da temperatura, pressão e os dados de pressão de vapor de acordo com o método proposto por Smith e Weintraub (1953). Ao comparar diretamente seis destes métodos, os autores encontraram que eles geralmente produzem estimativas da altura da CLA que diferem por várias centenas de metros. Os métodos que utilizam a umidade relativa e os gradientes de temperatura potencial mostraram as maiores consistências na caracterização da camada limite. Padrões sazonais e diurnos são por vezes associados a fenômenos meteorológicos locais, tais como a inversão da radiação noturna, convecção tropical e nebulosidade associada. Eles concluíram que inversões térmicas próximas à superfície resultam em um tipo distinto de CLA, que é mais comum durante a noite e pela manhã, do que durante o meio-dia e à tarde, além de ser mais comum nas regiões polares que nos trópicos, e no inverno do que outras estações.

A velocidade média do vento tem sido usada para classificar diferentes tipos de comportamento na CLN, sendo considerada como um parâmetro de estabilidade. Quando se leva em consideração papel do JBNN e sua evolução no desenvolvimento da CLN, Mahrt et al. (2001) garantem que as rajadas de vento observadas próximo à superfície

durante a noite são atribuídas às acelerações desse tipo de jato, produzindo o aumento do cisalhamento. Banta (2008) assegura que os perfis de vento podem ser utilizados na associação com o topo da CLN e sua estrutura vertical com o topo desta camada sendo um nível de descontinuidade do cisalhamento.

3.5. Alterações na CLA causadas por sistemas de escala superior

Também como o efeito da superfície é sentido na CLA, os efeitos de sistemas de mesoescala e escala sinótica também são sentidos nessa camada. Reconhece-se que um dos sistemas que tem efeito observado na CLA são os Jatos de Baixos Níveis (JBN), que desempenham um papel crucial no transporte de umidade e desenvolvimento de tempestades associadas (Frisch et al., 1992). Ribeiro et al. (2011a) usaram um modelo totalmente acoplado para estudar a influência das brisas marítimas no movimento ascendente ao longo da costa sudeste do Brasil e encontraram que um jato de baixos níveis só é produzido quando a topografia é considerada.

Em estudos observacionais e simulações numéricas, Corrêa (2005) observou que os fluxos e os jatos de baixos níveis são responsáveis por parte do aumento de vapor de água em baixos níveis na atmosfera, desempenhando importante papel na circulação geral, na geração e manutenção dos processos de convecção em latitudes médias, podendo apresentar uma estrutura dinâmica e estratificada com a existência de diferentes escalas meteorológicas espaciais e temporais.

A maioria das mudanças na profundidade da CLA sobre os oceanos é causada por circulações de escala sinótica, processos de mesoescala de movimento vertical e advecção de diferentes massas de ar sobre a superfície do mar. Por exemplo, uma massa de ar com temperatura diferente daquela do oceano vai sofrer uma considerável modificação para que a sua temperatura se equilibre com a TSM da superfície oceânica adjacente. Uma vez que esse equilíbrio seja alcançado, a profundidade da CLA resultante pode variar de apenas 10%, a uma distância horizontal de 1000 km. Exceções a essa variação suave podem ocorrer perto das fronteiras entre duas correntes oceânicas com diferentes temperaturas (Stage e Weller, 1986).

A Figura 1, adaptada de Stull (1988), mostra a dinâmica da CLA quando está exposta a fenômenos de maior escala, com uma área de subsidência e um centro de alta pressão, e outra área, de ascendência e um centro de baixa pressão. A linha tracejada representa a altura da camada limite. Então, nas áreas onde há movimento vertical subsidente, em níveis mais baixos da atmosfera há divergência no escoamento e, conseqüentemente, a CLA será impelida para baixo. Por outro lado, se há a presença de

nuvens, associadas com áreas de baixa pressão, o escoamento convergente em baixos níveis e o movimento vertical ascendente tendem a empurrar a CLA para cima.

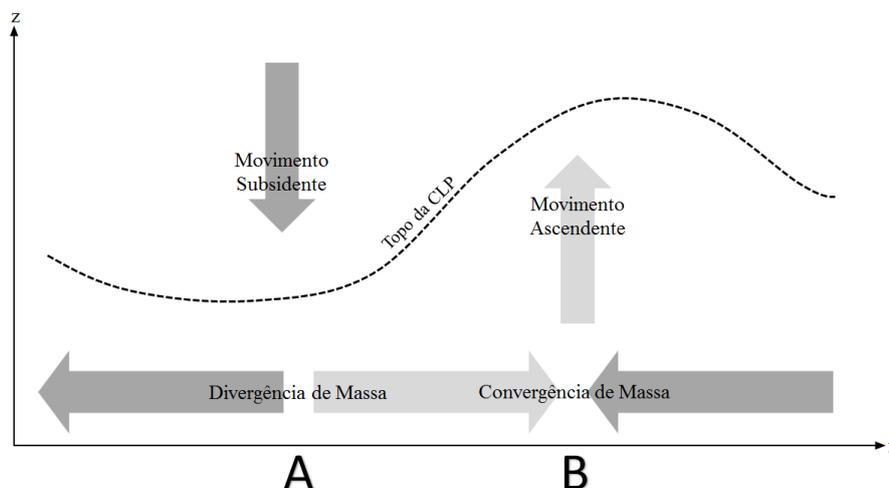


Figura 1 - Variação da profundidade da CLA associada aos centros de alta pressão (A) e baixa pressão (B) em superfície.

Fonte: adaptada de Stull (1988)

Este é um esquema idealizado e a teoria que envolve a sua determinação será aplicada à região de estudo da atual pesquisa para possível comprovação desta na área costeira do norte do NEB.

Os estudos feitos por Gasparetto (2011), para a definição da altura da CLA na região de Fortaleza – CE, onde o cálculo da altura média da CLA foi feito através do método subjetivo com a análise da temperatura potencial e da umidade específica, tiveram como conclusões que os sistemas de nuvens convectivas, tanto associadas a condições de instabilidade atmosférica e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), quanto com maiores valores de precipitação, tendem a diminuir a altura média da CLA na região. As diferenças dos estudos de Gasparetto (2011) para a atual pesquisa apontam para a identificação das peculiaridades que a CLA formada naquela região possa apresentar, que não foram indicadas pela autora. Além disso, mais de uma variável é utilizada para a comprovação destes resultados.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Projeto CHUVA

O Projeto CHUVA (*Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM - Global Precipitation Measurement*) realizou experimentos de campo em sete sítios com diferentes regimes climáticos, para estudar a variabilidade da precipitação no Brasil. Esses experimentos utilizaram, entre vários outros instrumentos, radar polarimétrico, LIDAR polarizado, radiômetro de microonda, disdrômetros e radiossondas. Este projeto teve como principal objetivo, reduzir as incertezas na estimativa da precipitação e progredir no conhecimento dos processos das nuvens, principalmente, das nuvens quentes. A pesquisa realizada abrange estudos de clima e os processos físicos por meio de observações convencionais e especiais para criar um banco de dados descrevendo os processos de nuvens dos principais sistemas de precipitação no Brasil (CHUVA Project, 2009).

Dentre as sete campanhas do experimento, em abril de 2011 ocorreu a campanha em Fortaleza – CE, sob coordenação geral do CPTEC/INPE e financiamento da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), em parceria com a Fundação Cearense de Meteorologia (FUNCEME). O acervo de dados resultante desta campanha serviu como fonte de informações para o desenvolvimento do atual estudo.

4.2. Área de Estudo

O Ceará está no domínio da caatinga, com período chuvoso restrito a cerca de quatro meses do ano e alta biodiversidade adaptada. O Estado é, ainda, o único a estar completamente inserido na sub-região do sertão e tem cerca de 93% de seu território dentro do Polígono das Secas, segundo dados da Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO) (Gurgel, 1984).

Dentro do NEB, o Ceará corresponde ao Estado da Federação mais vulnerável aos efeitos das secas, visto que o semiárido ocupa quase a totalidade do seu território (CODEVASF, 1998). O clima do Ceará é predominantemente semiárido, com pluviosidades que podem ser menores que 500 mm. A temperatura média é alta, com pequena amplitude anual de aproximadamente 5 °C (Morais et al., 2008). No litoral, o clima tropical subúmido possui pluviosidade normalmente entre 1 000 mm e 1 500 mm.

A precipitação no NEB experimenta grandes flutuações interanuais. A estação chuvosa, centrada em março-abril, é reflexo, principalmente, da marcha de migração e intensidade de atuação da Zona de Convergência Intertropical – ZCIT. Durante anos secos, a ZCIT está localizada ao norte de sua posição média sazonal. Durante anos com

precipitação acima da média, está localizada ao sul de sua posição média (Hastenrath e Greischar, 1993). O Atlântico Tropical Norte, relativamente mais aquecido que o Atlântico Tropical Sul, leva a uma mudança da ZCIT para o norte em comparação com a sua média climatológica e subsidência compensatória sobre a Amazônia (Fu et al., 2001).

Mais especificamente, a área de estudo da presente pesquisa resume-se à capital do estado, Fortaleza (03°43'06" S; 38°32'34" O; 16 m), localizada no litoral Atlântico. Possui 314,930 km² de área. A capital cearense possui clima tropical semiúmido, segundo a classificação climática de Köppen-Geiger (Alvares et al., 2013), com temperatura média anual de 26,5 °C. Dezembro é o mês mais quente e julho o mais frio. Sem ter exatamente definidas as estações do ano, há a estação das chuvas, compreendida entre janeiro e julho, e a estação seca, de agosto a dezembro.

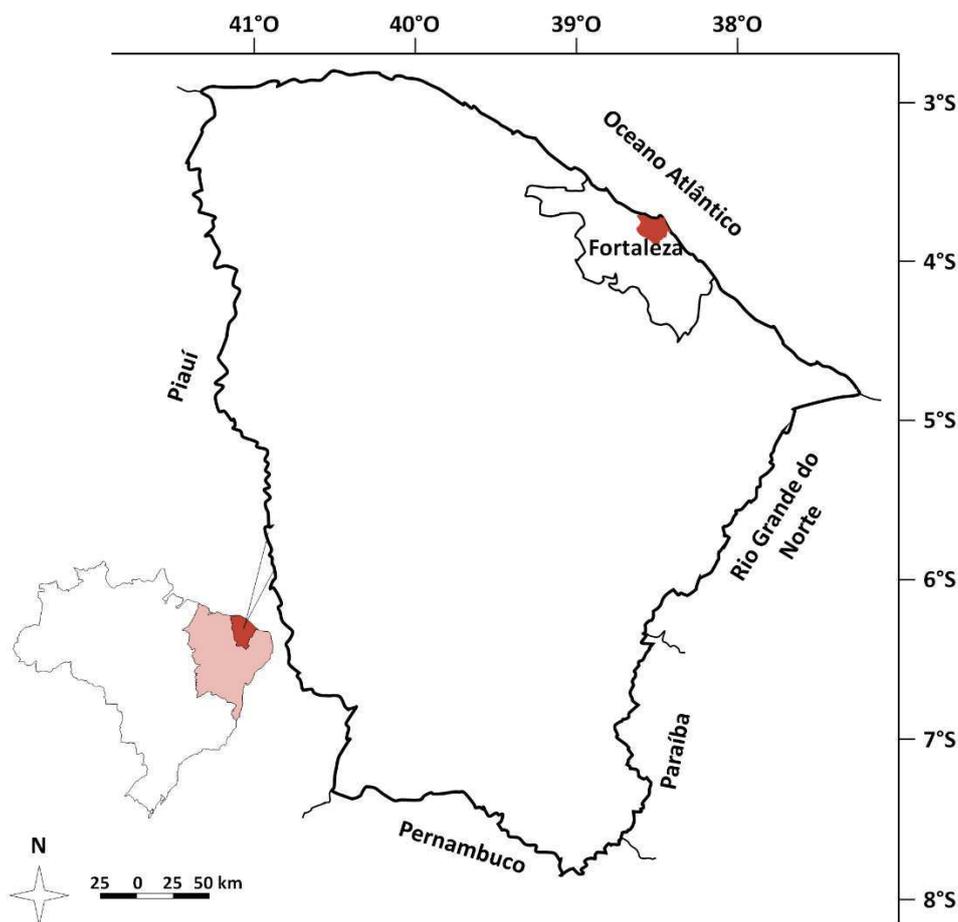


Figura 2 - Localização geográfica do Estado do Ceará, da Região Metropolitana de Fortaleza e da capital Fortaleza.

4.2.1. Localização dos instrumentos

Nesta sessão são trazidas as informações de localização dos instrumentos utilizados durante a campanha de Fortaleza do Projeto CHUVA que geraram o banco de

dados utilizados nesta pesquisa. As localizações geográficas dos sítios distribuídos no Município de Fortaleza (Defesa Civil e INMET) são trazidos na Figura 3.

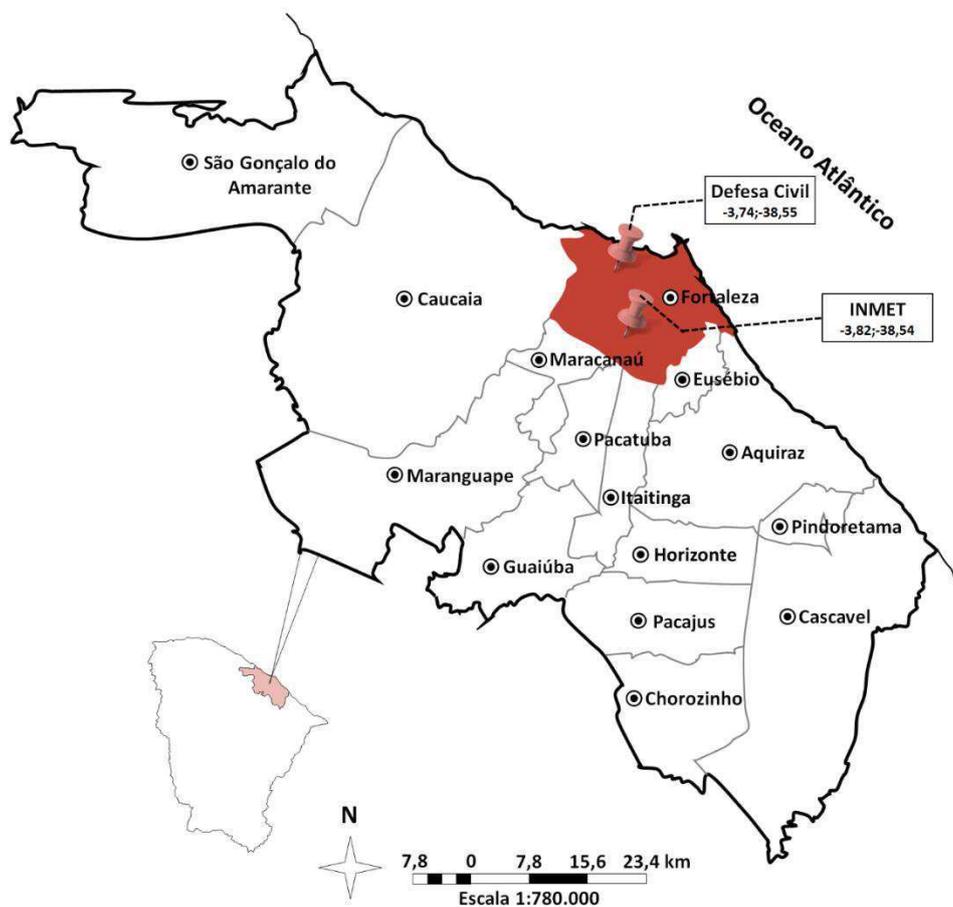


Figura 3 - Região Metropolitana de Fortaleza, de acordo com o Anuário de Fortaleza 2012-2013, com localização geográfica dos instrumentos utilizados na atual pesquisa, indicadas pelos marcadores em rosa.

A Tabela I traz a relação de cada variável associada com o instrumento de medição e a localização destes que foram utilizados nesta pesquisa.

Tabela I - Variáveis, instrumentos de medição e sítios de localização.

Variável	Instrumento	Sítio
Temperatura Potencial	Radiossonda	INMET
Temperatura Potencial Virtual		
Velocidade do Vento		
Acumulado de Chuva	Pluviômetro	Defesa Civil
Refletividade	Micro Radar	

Algumas informações importantes:

- a. Apenas o sítio da Defesa Civil trazia dados do micro radar;

- b. A princípio, os dados da radiossonda lançada a partir da sede do INMET foram escolhidos por conterem o maior período de dados disponíveis para serem utilizados;
- c. Apesar de existirem dois outros pluviômetros instalados durante esta campanha do Projeto CHUVA, e visto que apenas o sítio da Defesa Civil contava com um micro radar instalado, o pluviômetro que esteve instalado neste sítio foi utilizado para a associação e uma comparação mais assertiva destas informações com os dados de refletividade, advindos do micro radar.

4.3. Dados

4.3.1. Radiossondagem

O equipamento utilizado para a coleta dos dados neste experimento foi o Digicora III[®] - Radiosonde (RS 92), produzido pela Vaisala, responsável pela recepção, processamento e encaminhamento de informações meteorológicas. Além de outros equipamentos, este modelo é equipado com sensores de pressão, temperatura, capaz de medir temperaturas entre -90 e 60°C, e de umidade. A Figura 4 traz imagens do equipamento e do processo de acoplamento ao balão de lançamento.



Figura 4 - Radiossonda Vaisala Digicora III[®] - Radiosonde (RS 92), com detalhes para o momento de enchimento e acoplamento ao balão de lançamento.

Fonte: Relatório Instrumental Projeto CHUVA

Os lançamentos foram realizados na sede do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET, no bairro de Passaré, em Fortaleza (3°49'12" S, 38°32'24" W). O sistema de radiossondagem foi programado para obter informações a partir de uma altura pré-

definida, de aproximadamente 7 m e em uma resolução de tempo a cada 2 segundos. Estes intervalos de 2 s, conforme a ascensão do balão a uma taxa de 5 m/s, correspondem a espessuras médias de 10 m (CHUVA Project, 2009).

O período de coleta neste experimento compreendeu o mês de abril de 2011, a partir do dia 1° até 27, com quatro lançamentos de radiossondas por dia, nos horários típicos para observações meteorológicas, ou horários sinóticos (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC, ou 21:00, 03:00, 09:00 e 15:00 HL). Em alguns dias, principalmente no início do experimento, não foram realizados todos os lançamentos. O período de 1° a 05 e o dia 21 de abril não tem dados registrados às 06:00 UTC, impossibilitando a caracterização da CLA durante o período noturno. Ademais, o dia 27 não tem dados registrados às 18:00 UTC, incapacitando a caracterização da CLA durante o período da tarde. Além disso, o dia 20 daquele mês não tem registros em nenhum dos quatro lançamentos. Sendo assim, os dias estudados nesta pesquisa são de 06 a 19 e de 22 a 26 de abril de 2011.

Foram utilizados os dados de temperatura obtidos com essas radiossondagens para o posterior cálculo da temperatura potencial e da temperatura potencial virtual. A temperatura potencial pode ser definida como a temperatura que o ar teria, se transportado adiabaticamente seco até o nível padrão de pressão 1000 hPa, ou seja, é retirado o efeito da pressão quando comparadas duas ou mais parcelas de ar na atmosfera. Pode ser calculada da seguinte forma:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,286} \quad (4.1)$$

em que θ é a temperatura potencial, T é a temperatura do ar em K, p é a pressão atmosférica do determinado nível e a constante 0,286 é o resultado da razão entre o calor específico do ar seco a pressão constante, c_p , e R_d , que por sua vez é a razão entre a constante universal dos gases, R^* , e o peso molecular efetivo para o ar seco, M_d .

Os quatro lançamentos das radiossondas nos permitem a observação e caracterização de todo o ciclo diurno da CLA, com a indicação da formação da camada de mistura, camada limite estável, etc.

O método utilizado nesta pesquisa para determinação das características da CLA é um dos métodos também utilizados por Du et al. (2013). O método Liu (Liu e Liang, 2010), que é baseado no perfil da temperatura potencial, foi usado para avaliar a estabilidade da atmosfera a partir dos perfis verticais desta variável. A estabilidade da camada limite é, primeiramente, classificada pelo perfil da temperatura potencial da seguinte forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \begin{cases} < -1 & \text{instável} \\ > +1 & \text{estável} \\ = 0 & \text{neutro} \end{cases} \quad (4.2)$$

em que θ é a temperatura potencial (K).

Se uma parcela de ar, partindo do equilíbrio, é deslocada ligeiramente para cima em relação ao seu ponto de partida, encontra-se mais quente do que seu ambiente em sua nova altitude e, portanto, continua a subir espontaneamente, afirma-se que a atmosfera é instável. Por outro lado, se uma parcela é deslocada ligeiramente para cima em relação ao seu ponto de partida, encontra-se mais fria do que o seu ambiente em sua nova altitude e, portanto, afunda espontaneamente de volta ao seu nível inicial, afirma-se que a atmosfera é estável. Termodinamicamente falando, e como já foi mencionado anteriormente (Equação 4.2), a temperatura potencial é um bom indicador deste conceito. A Figura 5 mostra as curvas de estabilidade atmosférica baseadas na variação vertical de temperatura potencial.

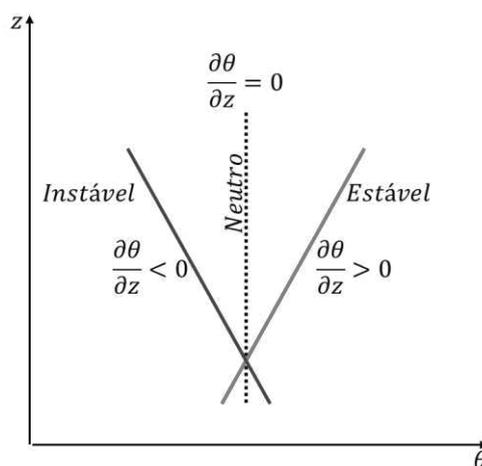


Figura 5 – Representação gráfica da estabilidade atmosférica baseada na temperatura potencial (θ).

Fonte: adaptada de Snively (2014)

Apesar do ponto de partida para a atual pesquisa ser o método supracitado, além da temperatura potencial, com o intuito de se comparar a susceptibilidade a mudanças de outras variáveis, foram utilizadas a temperatura potencial virtual e a velocidade do vento para a determinação da altura da CLA naquela localidade.

Para a camada limite instável, devido ao papel dominante da flutuabilidade em conduzir a turbulência, a altura da CLA pode ser determinada como a altura em que a parcela de ar sobe adiabaticamente a partir da superfície tornando-se neutra (Stull, 1988). Para a CLE, esse valor pode ser definido como sendo a transição de uma condição de estabilidade para neutralidade ou instabilidade acima. De acordo com esta definição, o

método Liu determina a altura da CLA estável como o primeiro nível em que o gradiente de θ é mínimo e não existe uma camada de inversão térmica acima (Liu e Liang, 2010).

Para a comparação dos resultados, o perfil vertical da temperatura potencial virtual também foi analisado. A temperatura potencial virtual (θ_v) é a temperatura que o ar seco teria mantendo as mesmas condições de densidade do ar úmido estando nos mesmos níveis de pressão. Em outras palavras, duas amostras com a mesma temperatura potencial virtual têm a mesma densidade e estão no mesmo nível de pressão, apesar das suas temperaturas verdadeiras ou umidade. Dessa forma, espera-se que, a partir da observação desta variável, eventuais ruídos causados pela presença de umidade sejam corrigidos.

A temperatura potencial virtual pode ser calculada da seguinte forma:

$$\theta_v = \theta(1 + 0,61q) \quad (4.3)$$

em que θ_v é a temperatura potencial virtual em K, θ é a temperatura potencial também em K, e q é a umidade específica, em g/g, que é dada em função da pressão de vapor e, dada pela Equação de Tetens, que fornece a pressão de vapor de saturação, valor necessário para se obter a umidade específica utilizada na determinação de θ_v .

Para a análise da CLC, os perfis aqui observados são das 18:00 UTC, ou 15:00 HL. Já para a análise voltada à evolução e caracterização da CLN, os perfis observados são das 06:00 UTC, ou 03:00 HL.

Com o intuito de acrescentar informações a esta pesquisa, analisou-se os dados de vento a partir das radiossondagens disponíveis. Além disso, os perfis médios para dias com chuva da temperatura potencial e temperatura potencial virtual foram calculados.

4.3.2. *Pluviômetros*

Para a identificação dos acumulados de chuva no período do estudo, e posterior associação com sistemas meteorológicos de escala superior, utilizou-se o pluviômetro localizado na sede da Defesa Civil de Fortaleza (3°44'24" S, 38°33'8" O). Além deste, outros dois pluviômetros foram utilizados nesta campanha do Projeto CHUVA (Caucaia e UECE), mas o instrumento instalado na Defesa Civil foi utilizado aqui por conter o maior período de dados e para associação com os dados do micro radar instalado neste sítio. Os dados estavam disponíveis de 03/04 a 01/05 de 2011.

Dessa forma, essas informações foram de valia para a distinção e melhor caracterização da CLA com e sem a possível atuação de sistemas meteorológicos, que se dará da seguinte forma:

1. Caracterização da CLA no decorrer do mês:

- a. Caracterização e evolução da CLC no decorrer do mês, com o auxílio das radiossondagens feitas durante o período diurno;
- b. Caracterização e evolução da CLN no decorrer do mês, com o auxílio das radiossondagens feitas durante o período noturno;

2. Evolução média do ciclo diurno da CLA.

Dentro do período analisado, foram identificados dias com chuva e dias sem chuva, sendo considerado um dia com chuva aquele dia que apresentou um acumulado pluviométrico igual ou maior que 2 mm.

4.3.3. *Imagens de satélites*

As informações trazidas a partir de agora referem-se às ferramentas utilizadas para o estudo de caso analisado nesta pesquisa. As imagens de satélite e do micro radar foram utilizadas para a associação das modificações observadas na CLA com sistemas de escala superior e com a presença de chuva na região de estudo. Para isso, os dias 07 (sem chuva) e 09 (com chuva) foram utilizados. Estes dias específicos foram escolhidos com base na comparação entre os dados de todos os pluviômetros utilizados no Projeto CHUVA e os dados do micro radar, ou seja, no dia 07 não houve registro de chuva em nenhum dos pluviômetros nem na imagem obtida pelo micro radar. Analogamente, o dia 09 apresentou acumulados consideráveis de chuva nos três pluviômetros e na imagem de refletividade obtida através do radar micrometeorológico.

As imagens de satélite utilizadas neste estudo foram disponibilizadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC, com recortes da banda 2 do infravermelho do satélite GOES-12. Nestes comprimentos de onda, a atmosfera absorve pouca radiação. Porém, as nuvens são muito densas e absorvem fortemente a radiação. Portanto, na ausência de nuvens, pode ser observada a radiação que vem diretamente do solo.

As imagens mostradas são registradas às 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC, como forma de identificação de possível nebulosidade típica dos sistemas atuantes na região do estudo e acompanhamento do seu desenvolvimento.

4.3.4. *Micro radar*

A associação de informações trazidas por pluviômetros com as trazidas em imagens de radar, além de imagens de satélite, pode ser de considerável importância para o entendimento do comportamento da CLA em ambientes sob a influência de sistemas de escala superior. Para isto, informações do micro radar utilizado no Projeto CHUVA também foram utilizadas.

O radar de apontamento vertical utilizado aqui também esteve instalado na sede da Defesa Civil de Fortaleza (Figura 6), cujo modelo – Keplel, 24.1 Ghz – é capaz de mensurar, dentre outras variáveis, o perfil espectral instantâneo ou médio de gotas, taxa de chuva e refletividade, sendo esta última a variável utilizada neste estudo.



Figura 6 - Micro radar de apontamento vertical Keplel, 24.1 Ghz, instalado na sede da Defesa Civil de Fortaleza e em funcionamento durante o dia e durante a noite.

Fonte: Relatório Instrumental Projeto CHUVA

Calheiros (2013), ao estudar as propriedades radiativas e microfísicas das nuvens continentais, afirma que a atenuação da precipitação associada a eventos convectivos em geral provoca um desvio superior a 30 dBZ acima de 1 km de altura. Sendo assim, a partir da observação das imagens do perfil de refletividade (dBz) dentro do período analisado, foram identificados dias com chuva e dias sem chuva, sendo considerado um dia com chuva aquele dia que apresentou núcleos de refletividade com valores maiores ou iguais a 30 dBz.

Estas informações, associadas às informações trazidas pelo pluviômetro utilizado no experimento determinarão os dias com e sem chuva, utilizados posteriormente para os cálculos dos perfis médios das variáveis já indicadas anteriormente.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Precipitação para o período do experimento CHUVA - Fortaleza

Na presente pesquisa, o acumulado de chuva obtido através dos dados de pluviômetro serviu para observar a atuação de sistemas de meso e grande escala através da identificação dos volumes de chuva provenientes. A Figura 7 mostra o acumulado diário de chuva obtido com o pluviômetro, identificado como *Rain 1*, instalado na sede da Defesa Civil de Fortaleza.

É possível identificar que o maior acumulado de chuva ocorreu no dia 12/04/2011, com um total de 84,6 mm. Esta informação será importante para a análise das imagens de satélite, posteriormente. O total acumulado de precipitação dentro do período do experimento chega a 280,2 mm de chuva. Além disso, é possível observar que, dentro do período analisado, existem dias em que não foram registrados nenhum acumulado de chuva.

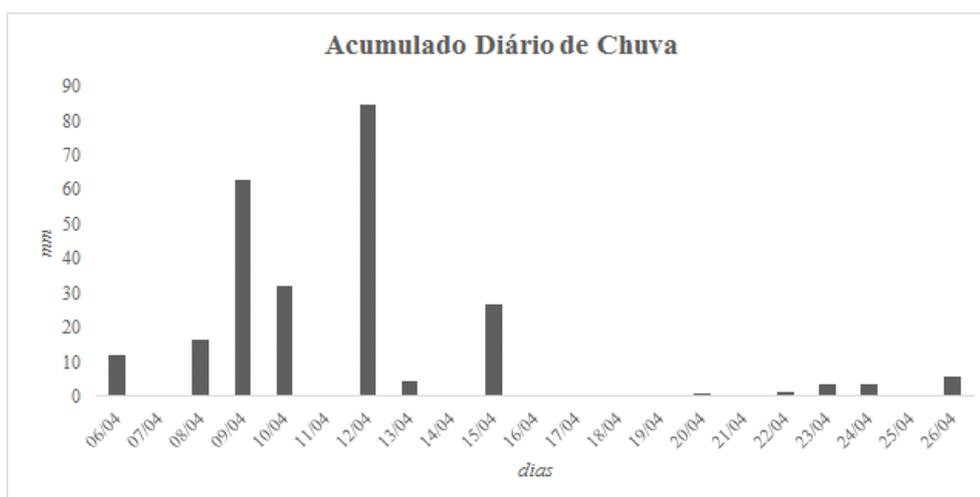


Figura 7 - Acumulado diário de chuva na região de Fortaleza – CE para o período, dentro do experimento CHUVA em abril de 2011, utilizado nesta pesquisa.

Sabendo que o período de dados deste equipamento é de 03 de abril a 01 de maio de 2011 e que os dados de radiossondagem estavam disponíveis apenas para o período entre 06 e 26 de abril (exceto 20 e 21), considera-se, para divisão dos dias estudados, este segundo período. Sendo assim, a análise utilizada no atual estudo visa a diferenciação dos resultados para dias com chuva e dias sem chuva.

Dessa forma, a comparação entre estas duas situações dá a possibilidade da observação da CLA formada sob duas condições diferentes, com a presença de sistemas atmosféricos causadores de precipitação e da CLA formada sob condições opostas, em que o ambiente atmosférico não foi suficiente para formação de sistemas precipitantes.

Posto isto, e partindo do pressuposto de que considerar-se-á dias com chuva os dias que apresentaram acumulado maior ou igual a 2 mm, divide-se o período em: a) dias com chuva (06, 08, 09, 10, 12, 13, 15, 18, 19, 23, 24 e 26 de abril), a partir de agora, “CChuva”; b) dias sem chuva (07, 11, 14, 16, 17, 22 e 25 de abril), a partir de agora, “SChuva”.

A partir destas informações, a caracterização da CLA para a primeira situação será identificada por CLA1, e analogamente, a caracterização da CLA para a segunda situação será identificada por CLA2. Esta definição também será válida para a caracterização de suas subcamadas (CM1, CM2, CLE1, CLE2, ...).

5.2. Caracterização da CLA por radiossondagem

5.2.1. Perfis verticais de θ e θ_v

Através das radiossondagens disponíveis e pela determinação do perfil vertical da temperatura potencial e temperatura potencial virtual, foi possível caracterizar a CLA em dois horários diferentes, às 06:00 UTC, 03:00 HL, sendo possível a caracterização e observação da evolução da CLN e suas subcamadas, e às 18:00 UTC, 15:00 HL, dando a possibilidade da caracterização e observação da evolução da CLC e suas subcamadas. A observação destes dois horários proporciona a análise da evolução do ciclo diurno completo da CLA.

5.2.1.1. Camada Limite Noturna

Os perfis de θ e θ_v , para CChuva, da CLA formada durante o período noturno, 06:00 UTC ou 03:00 HL, foram analisados, a fim de se caracterizar a CLN1, e são mostrados na Figura 8.

A partir da observação da Figura 8, e sabendo-se que a radiação solar não atua diretamente sobre a superfície, o aquecimento e o recebimento de radiação de onda curta cessam, é possível identificar que a radiação de onda longa emitida pela superfície acarreta no arrefecimento da mesma. Sendo assim, as camadas mais inferiores da atmosfera perdem calor mais rapidamente que as camadas acima, gerando um gradiente vertical positivo na temperatura, tanto potencial quanto potencial virtual. Esta característica pode ser observada na maior parte dos perfis verticais trazidos aqui, caracterizando uma atmosfera estável nos níveis mais baixos da atmosfera. Esta forte estabilidade contínua na porção mais inferior da CLA pode ser mais claramente vista nos perfis de θ , com exceção para os dias 10, 12, 15 e 26 (Figuras 8.d, 8.e, 8.g e 8.i, respectivamente), em que a temperatura potencial experimenta um decréscimo com a altitude, sendo o dia 15 o que apresenta esta diminuição de forma mais considerável.

Quando se leva em consideração os perfis de θ_v , ainda para *CChuva*, em todos eles (com exceção do dia 06, visto na Figura 8.a) observa-se que nos primeiros metros da CLA a temperatura potencial virtual apresenta um pequeno decréscimo com a altitude. Esta pode ser a indicação da formação da camada superficial, impossível de ser indicada pela observação da maioria dos perfis de temperatura potencial.

Quando comparados os perfis das duas variáveis, será julgada uma diferença considerável entre os níveis indicados aquela que ultrapassar os 30 m.

A estabilidade característica deste horário, apontando a formação da CLE, pode ser observada em todos os perfis, tanto de θ quanto de θ_v . Se os perfis destas duas variáveis forem comparados entre si, a diferença da altura do topo desta subcamada não é tão pronunciada, sendo geralmente coincidentes em ambos os casos, ou no caso de não coincidirem, a diferença é muito pequena, da ordem de poucos metros. Em apenas um dos casos é possível observar uma diferença considerável (dias 18, Figura 8.h). Já quando se comparam entre si os dias que compõem *CChuva*, a diferença da altura da CLE é bem considerável. A CLE mais profunda ocorreu no dia 9 (Figura 8.c), segundo dia mais chuvoso do período de estudo, alcançando 441 m, e a mais rasa ocorreu no dia 13 (Figura 8.f), alcançando 125 m.

Dois situações distintas devem ser consideradas em *CChuva*. Pela observação destes perfis, os dias que apresentaram maior acumulado de chuva, 09 e 12, não indicam a formação de uma CLE bem caracterizada. No dia 09 (Figura 8.c), o topo da CLE só é possível de ser apontado pela associação com o nível de início da camada residual, sendo que a camada de neutralidade característica desta camada se inicia no nível de aproximadamente 441 m. Já no caso do dia 12 (Figura 8.e), a CLE não é possível de ser observada.

A medida que se sobe na atmosfera, acima da CLE é possível identificar uma camada de neutralidade, com pouca ou quase nenhuma variação na temperatura potencial ou temperatura potencial virtual. Como já mencionado anteriormente, esta é uma característica típica da CR, camada esta que é resultado da camada de mistura formada no dia anterior e que perdura durante a noite, herdando os aspectos da CM. Esta camada se forma por sobre a CLE e a medida que o tempo passa, ela se torna mais rasa até o início do próximo dia, em que começa a se desenvolver em CM novamente à medida que começa a receber radiação.

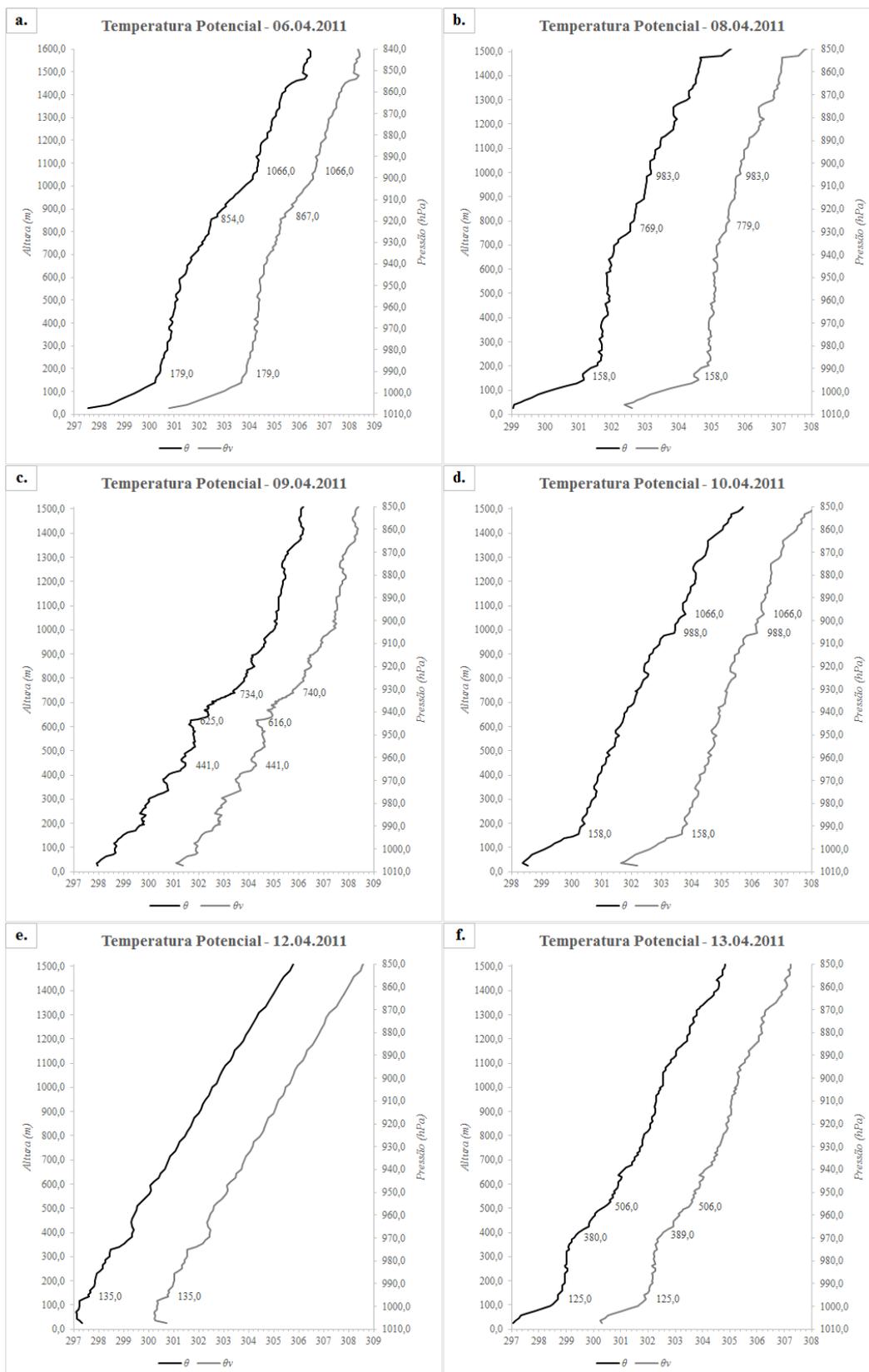


Figura 8 - Perfis verticais da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, para CChuva, às 06:00 UTC, para os dias (a) 06, (b) 08, (c) 09, (d) 10, (e) 12, (f) 13, (g) 15, (h) 18, (i) 19, (j) 23, (k) 24 e (l) 26.

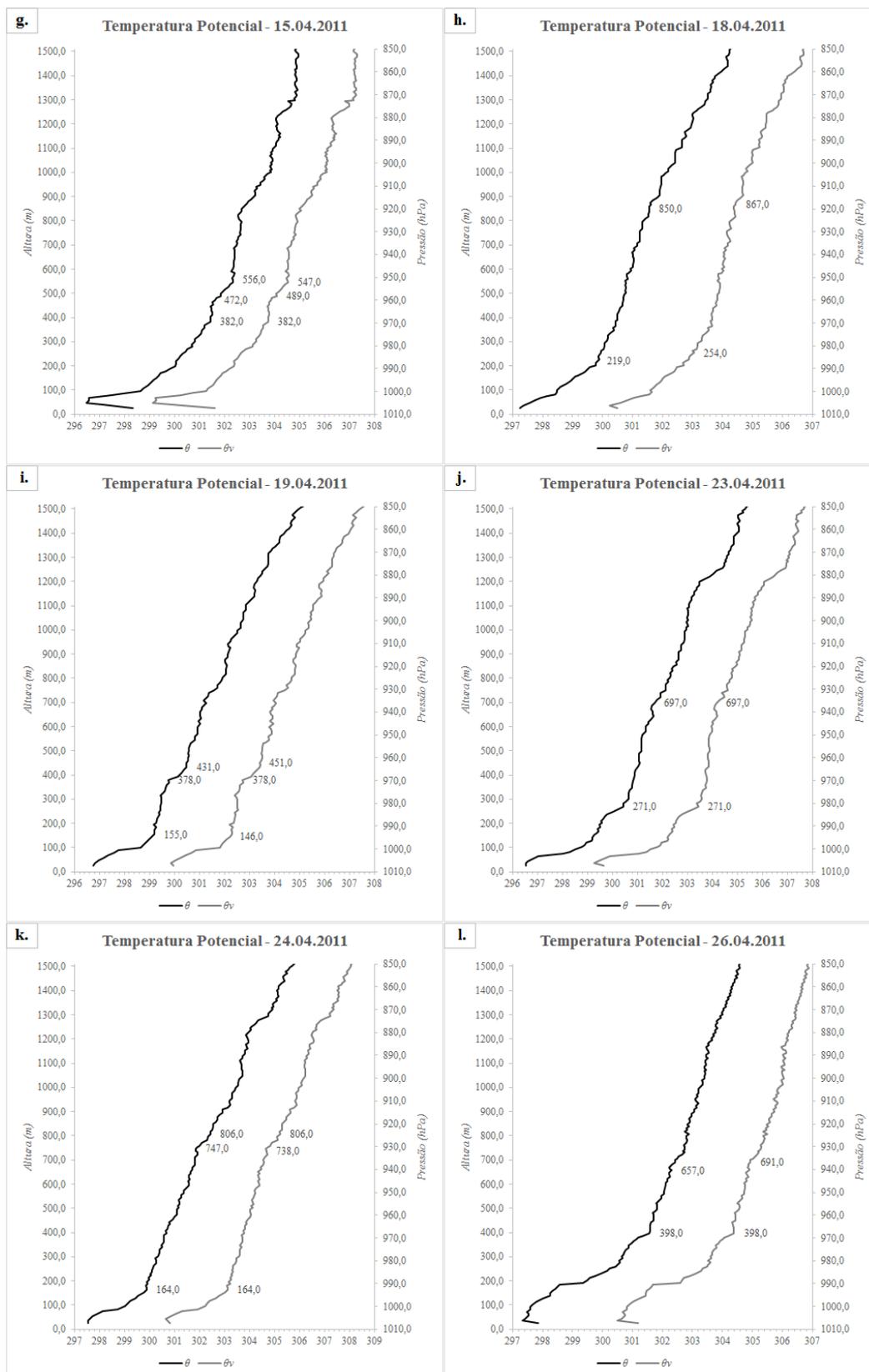


Figura 8 – Continuação.

De forma semelhante ao que é observado na CLE, quando se comparam os perfis de θ e θ_v , não apresentam diferenças consideráveis para os mesmos dias, com exceção do

dia 26, em que a diferença do topo da CR nas duas variáveis alcança 34 m. Quando se comparam os dias entre si, além das diferenças entre os topos dessa subcamada, é possível observar que em alguns dias a neutralidade está mais pronunciada que em outros dias.

Por exemplo, os dias 08, 13 e 19 (Figuras 8.b, 8.f e 8.i, respectivamente) apresentam forte neutralidade nesta subcamada, com uma variação da temperatura potencial e temperatura potencial virtual muito menor que 1 K. Já em outras situações, sabendo-se que quanto maior a variação de temperatura dentro da camada menos neutra ela é, como os casos dos dias 10, 18 e 24, por exemplo (Figuras 8.d, 8.h e 8.k, respectivamente), a neutralidade da camada residual é bem mais fraca, apresentando variações entre 1 e 2 K.

Quanto à profundidade da CR, o terceiro dia mais chuvoso do período de estudo, dia 10, apresentou a maior profundidade, entre os níveis de 158 e 988 m. Já o dia 15 (Figura 8.g) apresentou a CR mais rasa, entre os níveis de aproximadamente 382 m até o nível de 489 m (para θ_v). Para o dia 12 (Figura 8.e) não foi possível identificar claramente esta camada.

Acima desta camada, encontra-se a ZE, que é a camada em que as trocas com a atmosfera livre são mais pronunciadas. Visualmente, nos perfis de θ e θ_v , é possível identificar uma pequena camada de estabilidade mais forte que os níveis inferiores e superiores, nem sempre identificável. É uma camada rasa, da ordem de poucos metros, e no caso dos dias estudados até aqui, a sua maior profundidade foi observada no dia 08 (Figura 8.b), entre os níveis de aproximadamente 779 e 983 m. Acima desta, observa-se a atmosfera livre, com o aumento da temperatura potencial e temperatura potencial virtual com a altura.

Sendo assim, a partir da observação dos perfis trazidos até aqui, a CLN1 alcançou a sua profundidade máxima no terceiro dia mais chuvoso do período estudado, o dia 10 (Figura 8.d), com um topo no nível de 1066 m, aproximadamente 894,4 hPa. Sua profundidade mínima foi observada no dia 19 (Figura 8.i), com um topo no nível de aproximadamente 961,0 hPa, 451 m.

Os perfis de θ e θ_v , para *SChuva*, da CLA formada durante o período noturno, 06:00 UTC ou 03:00 HL, foram analisados, a fim de se caracterizar a CLN2, e são mostrados na Figura 9.

A partir da observação da Figura 9, é possível identificar que a radiação de onda longa emitida pela superfície continua acarretando o arrefecimento da mesma. As camadas mais inferiores da atmosfera ainda perdem calor mais rapidamente que as

camadas acima, gerando um gradiente vertical positivo na temperatura, tanto potencial quanto potencial virtual. Os perfis trazidos nas imagens da Figura 9 também mostram este aspecto típico da CLE, com o aumento das temperaturas potencial e potencial virtual com a altura, caracterizando uma atmosfera estável nos níveis mais baixos da atmosfera.

Diferentemente do que foi observado em *CChuva*, os perfis característicos de *SChuva* apresentam, nos primeiros níveis da atmosfera, um decréscimo com a altura das variáveis observadas, com exceção do dia 16 (Figura 9.d). Sendo assim, pode-se concluir que nos dias não chuvosos, a camada superficial é mais claramente identificável que nos dias com chuva durante o período noturno. Comparando-se as duas variáveis observadas, assim como foi observado em *CChuva*, como os perfis de θ_v de *SChuva* diminuem com a altura, identifica-se esta instabilidade nos primeiros níveis da atmosfera mais claramente que os de θ . Esta característica pode estar presente pelo fato de que os dias considerados nesta situação são dias subsequentes a dias chuvosos, sendo assim, o solo pode estar úmido e conseqüentemente, a umidade indicada nos perfis de θ_v indicam a camada de instabilidade formada. Outra suspeita é que na região de estudo pode estar caracterizada uma ilha de calor, fazendo com que não haja o arrefecimento comum das camadas mais inferiores da atmosfera. Pelo fato de serem dias sem chuva, o efeito de uma ilha de calor é mais iminente.

Considerando a CLE, que apresenta forte estabilidade contínua nos baixos níveis da CLA, esta pode ser claramente vista na maior parte dos perfis tanto de θ quanto de θ_v , salvo uma exceção, o dia 11 (Figura 9.b), em que não é possível identificar uma estabilidade considerável, típica desta camada, nos baixos níveis.

A formação da CLE, apontada pela estabilidade característica deste horário, pode ser observada tanto nos perfis de θ quanto nos de θ_v . Semelhante a *CChuva*, se os perfis destas duas variáveis forem comparados entre si, a diferença da altura do topo desta subcamada não é pronunciada, exceto o dia 14 (Figura 9.c), em que a diferença de altura entre os dois perfis chega a 68 m. Já quando se comparam entre si os dias que compõem *SChuva*, a diferença da altura da CLE é bem considerável. Por exemplo, as CLE mais rasas ocorreram nos dias 22 e 25 (Figuras 9.f e 9.g, respectivamente), alcançando topos de 112 e 110 m, respectivamente, e a mais profunda ocorreu no dia 14 (Figura 9.c), alcançando níveis entre 949 m para θ e 881,0 hPa para θ_v . Para o dia 11 (Figura 9.b), não foi possível identificar claramente esta camada.

Acima destes níveis, também é possível identificar uma camada de neutralidade, que, como já mencionado anteriormente, apresenta pouca ou quase nenhuma variação na

temperatura potencial ou temperatura potencial virtual, sendo possível identificar a CR. Quando se comparam os perfis de θ e θ_v , não é possível encontrar diferenças consideráveis para os mesmos dias, exceto o dia 25 (Figura 9.g), em que a diferença alcançou 34 m. Já quando se comparam os dias entre si, a CR apresenta grande variabilidade. Além das diferenças entre os topos dessa subcamada, é possível observar que em alguns dias a neutralidade também está mais pronunciada que em outros dias, assim como em *CChuva*. Por exemplo, os dias 07, 17 e 22 (Figuras 9.a, 9.e e 9.f, respectivamente) apresentam forte neutralidade nesta subcamada, com uma mudança com a altura de ambas as variáveis menor que 1 K. Já em outras situações, como os casos dos dias 16 e 25, por exemplo (Figuras 9.d e 9.g, respectivamente), a neutralidade da camada residual é bem menos pronunciada, apresentando variações entre 1 e 2 K.

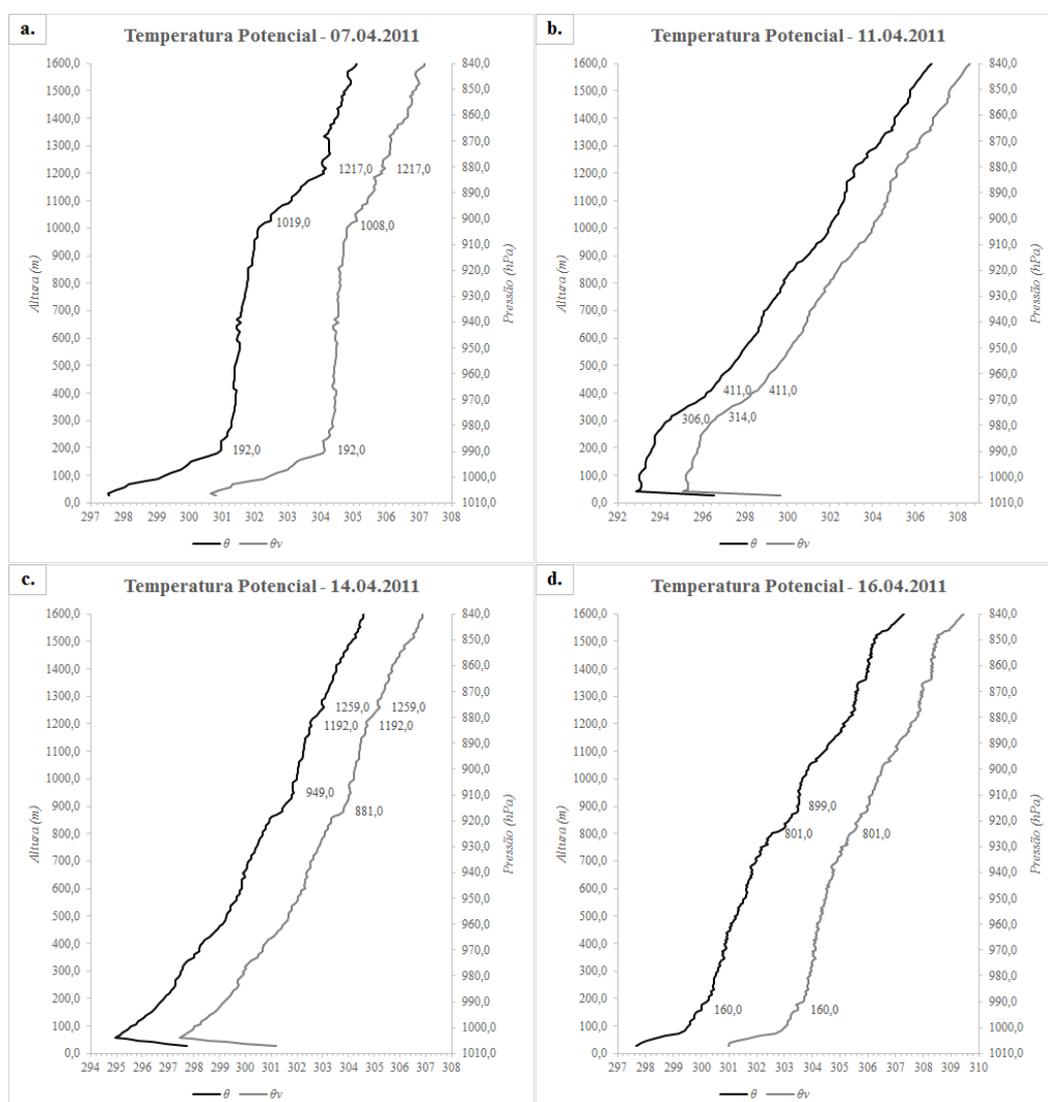


Figura 9 - Perfis verticais da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, para *SChuva*, às 06:00 UTC, para os dias (a) 07, (b) 11, (c) 14, (d) 16, (e) 17, (f) 22 e (g) 25.

No que se refere à profundidade da CR, o primeiro dia sem chuva do período estudado, dia 07, apresentou a maior profundidade, entre os níveis de 192 e 1010, aproximadamente. Já o dia 22 apresentou a CR mais rasa, entre 112 e 303 m.

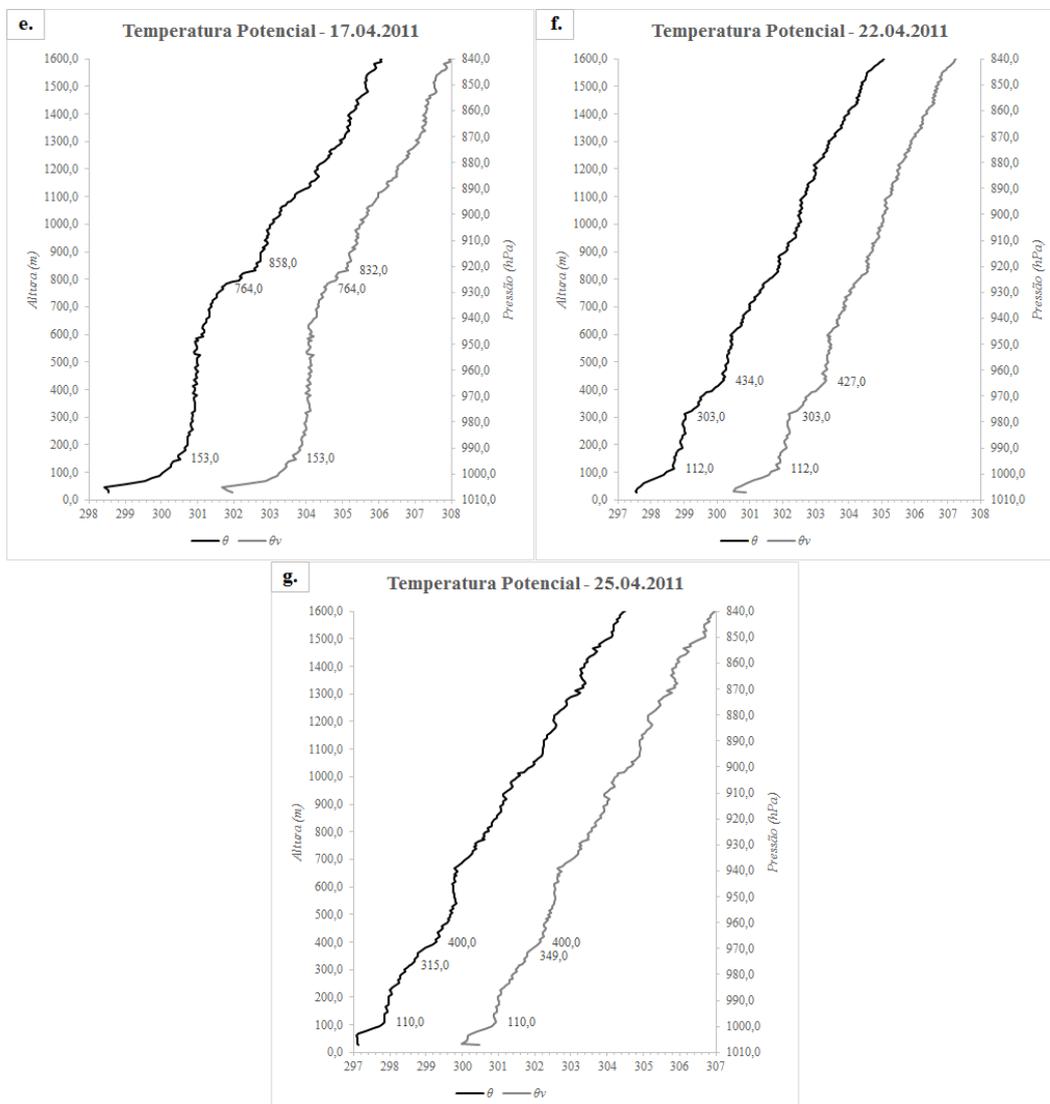


Figura 9 – Continuação.

Logo acima desta, local onde se encontra a ZE, é possível identificar esta pequena camada de estabilidade mais forte que os níveis inferiores e superiores, nem sempre identificável. A particularidade desta camada em *SChuva* é que ela é mais profunda que em alguns casos de *CChuva*. No caso dos dias estudados até aqui, a sua maior profundidade foi também observada no dia 07, entre os níveis de 1010 e 1217 m, aproximadamente. Acima desta, observa-se a atmosfera livre, com o aumento da temperatura potencial e temperatura potencial virtual com a altura. O topo da ZE também

pode ser indicado como sendo o topo da CLA, visto que esta é a fronteira entre a CLA e a atmosfera livre.

A partir da observação dos perfis trazidos até aqui, a CLN2 alcançou a sua profundidade máxima no dia 14 (Figura 9.c), com um topo no nível de 1259 m. Sua profundidade mínima foi observada no dia 25 (Figura 9.g), com um topo no nível de 400 m.

Com o intuito de se comparar as duas situações consideradas, a Figura 10 traz os perfis médios da temperatura potencial e da temperatura potencial virtual.

Como é possível observar, nos níveis próximos à superfície, existe uma área de instabilidade atmosférica, com decréscimo das temperaturas potencial e potencial virtual com a altura, possível de ser identificada nas duas situações distintas, *CChuva* e *SChuva*, sendo que em dias não chuvosos, esta instabilidade é mais forte. Como já mencionado anteriormente, esta característica pode estar associada à presença de ilhas de calor que se formam na área de estudo, resultado da considerável urbanização da região metropolitana de Fortaleza.

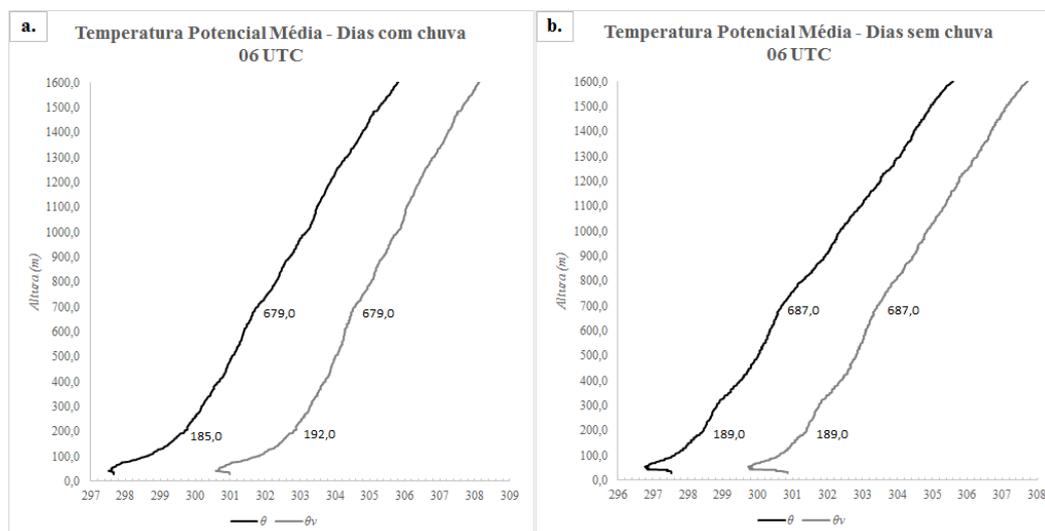


Figura 10 - Perfis verticais médios da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, às 06:00 UTC, para (a) *CChuva* e (b) *SChuva*.

A CLE1 se mostra mais estável que a CLE2, apresentando uma variação de 2 K em 190 m, aproximadamente. Já a CLE2 apresenta uma variação de pouco mais de 1 K em 189 m, aproximadamente. Ou seja, a CLE é mais estável em dias chuvosos que em dias de céu claro, pois apresenta uma variação maior das variáveis consideradas em uma camada menos espessa. No que se refere à profundidade desta camada, dias chuvosos apresentam uma CLE mais rasa que a formada em dias de céu claro. Isso ocorre pelo fato

de que a umidade presente na atmosfera acarreta em um maior arrefecimento das camadas observadas, impedindo que a estabilidade se estenda para níveis mais altos.

Quando se leva em consideração a CR, embora a neutralidade típica desta camada não seja tão claramente vista, a segunda situação apresenta uma camada residual mais profunda, porém menos neutra que a primeira situação, visto que tem uma maior variação em uma maior extensão vertical. A ZE não é visível nos perfis médios, sendo assim, toma-se o topo da CR como sendo o topo da CLN formada nestas situações.

Em média, a CLN1 foi mais rasa que a CLN2, sendo que a primeira alcançou um topo de aproximadamente 679 m e a segunda alcançou um topo de aproximadamente 687 m.

Sendo assim, pela observação dos perfis verticais médios noturnos de θ e θ_v , é possível afirmar que a CLN formada em dias com chuva é mais rasa que a CLN formada em dias de céu claro. Este resultado difere dos resultados clássicos encontrados por Stull (1988) e Arya (1988), quando afirmaram que a CLN formada em dias de céu claro, associado a centros relativos de alta pressão, seria mais rasa que a CLN formada em regiões com a atuação de centros relativos de baixa pressão.

Por outro lado, confirmam os resultados encontrados por outros autores (Silva Dias e Regnier, 1996; Fisch, 1995; Gasparetto, 2011), que afirmam que a CLA desenvolvida em situações de maior umidade é mais rasa que a que se desenvolve em um ambiente seco. Por exemplo, Fisch et al. (2004) encontraram maiores profundidades da CLA durante estações secas que durante estações chuvosas na Amazônia. Carneiro et al. (2016), afirmam que na época seca, a CLA mostra-se melhor estabelecida, atingindo uma maior profundidade máxima em relação à estação chuvosa.

5.2.1.2. Camada Limite Convectiva

A partir de agora, os resultados discutidos referem-se à evolução e caracterização da Camada Limite Convectiva (CLC) e de suas subcamadas (CS, CM, ZE). Para tanto, os perfis analisados aqui são considerados os obtidos às 18:00 UTC, ou 15:00 HL. Os dias analisados para *CChuva* e *SChuva* são os mesmos que os analisados para a CLN.

Os perfis de θ e θ_v , para *CChuva*, da CLA formada durante o período diurno, foram analisados, a fim de se caracterizar a CLC1, e são mostrados na Figura 11.

Ela mostra exatamente o período do dia em que, normalmente, encontra-se o máximo de aquecimento à superfície, e é possível identificar que, assim como acontece nos casos da CLN, as principais diferenças entre os perfis de θ e θ_v são observadas nos primeiros níveis da CLA, em que alguns dos perfis de temperatura potencial não mostram

a instabilidade característica da CS, podendo estar associado à advecção de umidade. Pelo fato de que neste horário a superfície está mais aquecida, as camadas de ar imediatamente acima também se aquecem. Sendo assim, as camadas de ar mais baixas estão mais quentes, com a diminuição das temperaturas potencial e potencial virtual com a altura. Esta instabilidade é o indicativo da presença da CS neste horário.

Todos os perfis de temperatura potencial virtual para *CChuva* apresentam este aspecto, mesmo que alguns dias indiquem a formação de uma CS mais instável que outros. Porém, quando se considera o perfil de temperatura potencial, em alguns dias não é possível identificar esta camada, como por exemplo, os dias 09, 10, 12, 13, 15, 18 e 26 (Figuras 11.c, 11.d, 11.e, 11.f, 11.g, 11.h e 11.i, respectivamente). Dentro destes, estão os três dias mais chuvosos do período estudado. Sendo assim, quando se considera o perfil de θ , conclui-se que quanto mais chuvoso é o dia, menos é possível de se encontrar características clássicas da camada superficial durante o período diurno. Isto ocorre pelo fato de que, com o solo encharcado e à medida que se sobe na atmosfera, o solo apresenta temperaturas potencial e potencial virtual menores que as camadas acima, não sendo possível identificar a diminuição indicativa de uma camada de instabilidade.

A CS é a região mais baixa da CLA, onde os fluxos turbulentos e o estresse viscoso variam menos de 10% em magnitude (Stull, 1988), sendo chamada assim, independentemente de estar abaixo da CLE ou da CM. Durante o dia, a CS experimenta instabilidade estática, pois o perfil vertical da temperatura potencial diminui com a altura. Os resultados encontrados nesta pesquisa indicam que esta camada é relativamente estreita durante a noite.

Durante o dia, acima da CS, é observada uma camada de neutralidade, sem variação em θ ou θ_v com a altura. Este aspecto, típico da CM, existe pela forte turbulência presente, causada em resposta ao aquecimento da superfície, fazendo com que as propriedades de fluxos e componentes em seu interior, como poluentes e partículas sólidas, sejam praticamente constantes. Observando os perfis de θ e θ_v trazidos na Figura 11, é possível identificar essa camada de forte neutralidade em todos os dias, de modo que a CM, nestes casos, pode ser claramente apontada.

Assim como acontece durante a noite (ver sessão anterior), não é possível observar diferenças consideráveis entre os perfis de θ e θ_v para o mesmo dia (maior que 30 m), principalmente, no que diz respeito à altura do topo da CM, ou na espessura da camada de neutralidade, que apresenta uma variação nestas variáveis muito menor que 1 K.

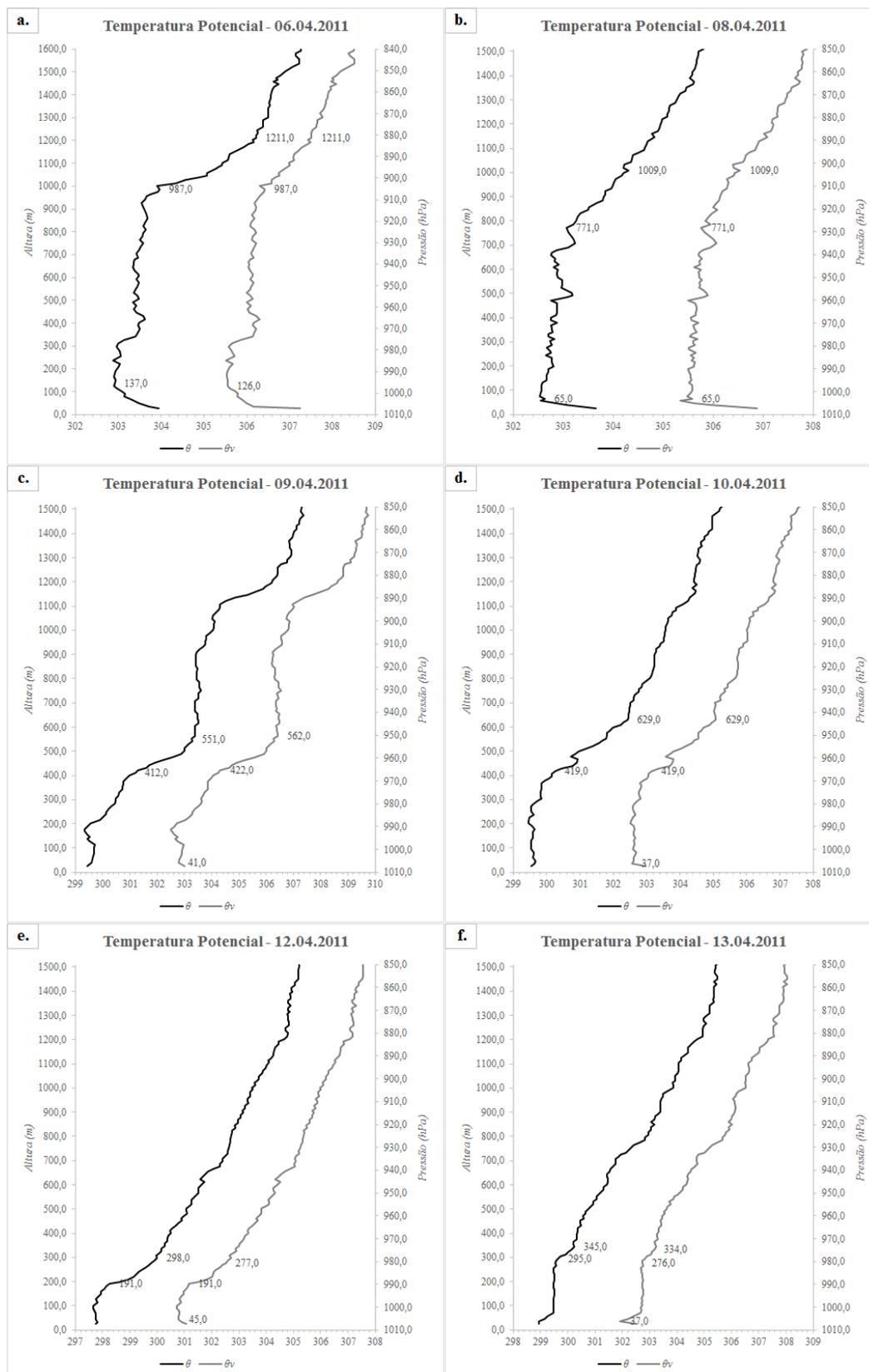


Figura 11 - Perfis verticais da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, para CChuva, às 18:00 UTC, para os dias (a) 06, (b) 08, (c) 09, (d) 10, (e) 12, (f) 13, (g) 15, (h) 18, (i) 19, (j) 23, (k) 24 e (l) 26.

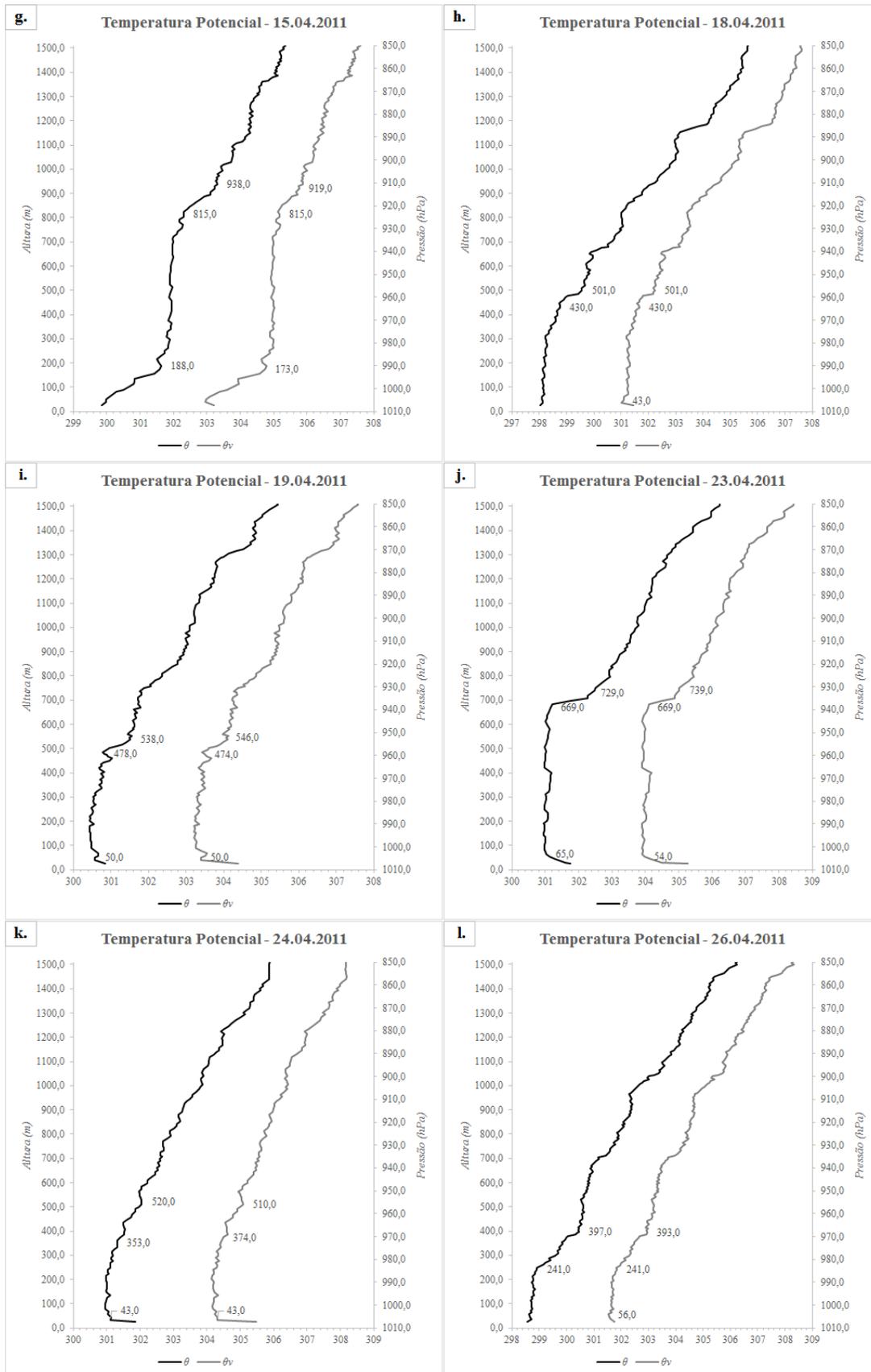


Figura 11 – Continuação.

Em todos os dias desta situação, a diferença entre as alturas nos perfis de θ e θ_v é menor que 30 m, sendo uma diferença desprezível. A CM mais profunda ocorreu no dia 06 (Figura 11.a), alcançando níveis de aproximadamente 987 m. No dia mais chuvoso do período estudado, dia 12 (Figura 11.e) foi identificada a CM mais rasa de *CChuva*, alcançando um topo de, aproximadamente, 191 m. De uma forma geral, a presença de sistemas precipitantes na área de estudo não interferiu na formação clássica da CLC, como foi visto no caso da CLN. A atuação desses sistemas, durante o período diurno, influenciou na altura desta camada.

Acima desta camada, encontra-se a ZE, indicando a camada em que as trocas com a atmosfera livre são mais pronunciadas. Como acontece durante a noite, esta pequena camada de estabilidade, mais forte que os níveis inferiores e superiores, é rasa e da ordem de poucos metros, e no caso do período diurno dos dias estudados até aqui, a sua maior profundidade foi observada no dia 08 (Figura 11.b), entre os níveis de aproximadamente 771 e 1009 m. Acima desta, observa-se a atmosfera livre, com o aumento da temperatura potencial e temperatura potencial virtual com a altura. Já a ZE mais rasa, formou-se nos dias 13, 18, 19 e 23 (Figuras 11.f, 11.h, 11.i e 11.j, respectivamente), com uma espessura nunca maior que 100 m.

Como conclusão tirada a partir da observação dos perfis trazidos até aqui, a CLC1 alcançou a sua profundidade máxima no primeiro dia do período de estudo, o dia 06 (Figura 11.a), com um topo de 1211 m. Sua profundidade mínima foi observada no dia em que foi identificado o maior acumulado de chuva, dia 12 (Figura 11.e), com um topo médio de 287,5 m.

Os perfis de θ e θ_v , para *SChuva*, da CLA formada durante o período diurno, 18:00 UTC ou 15:00 HL, foram analisados, a fim de se caracterizar a CLC2, e são mostrados na Figura 12.

De forma diferente ao que já foi visto até aqui, mesmo em baixos níveis, os perfis de θ e θ_v não apresentam diferenças consideráveis para o mesmo dia, salvo algumas exceções, como os dias 22 e 25 (Figuras 12.f e 12.g, respectivamente), em que os perfis de θ não indicam a presença da instabilidade próxima à superfície, necessária para a identificação da CS, e os perfis de θ_v apresentam este aspecto. Além disso, outras diferenças entre as duas variáveis não são encontradas.

Ainda considerando os níveis mais inferiores da CLC, alguns dias não apresentam as características clássicas para a identificação da CS, em nenhum dos dois perfis, são os dias 11 e 17 (Figuras 12.b e 12.e, respectivamente). Nestes dias o que é observado nos

primeiros níveis da CLC é um aumento destas variáveis com a altura. Este não é um aspecto típico da CLA formada durante o dia, sendo necessária uma investigação maior para identificação das possíveis causas que podem ter acarretado esta configuração.

Por outro lado, a instabilidade encontrada nos perfis associados aos demais dias estudados para *SChuva* dão a possibilidade da identificação de uma CS relativamente rasa, não ultrapassando os 76 m, nível este que aponta a formação da CS mais profunda neste caso, no dia 07 (Figura 12.a). Quando se comparam as camadas entre diferentes dias, não se encontram grandes diferenças quanto ao nível de instabilidade encontrado dentro da CS, visto que, geralmente, a variação de θ e de θ_v é de uma diminuição da ordem de 1,5 K nesta estreita camada.

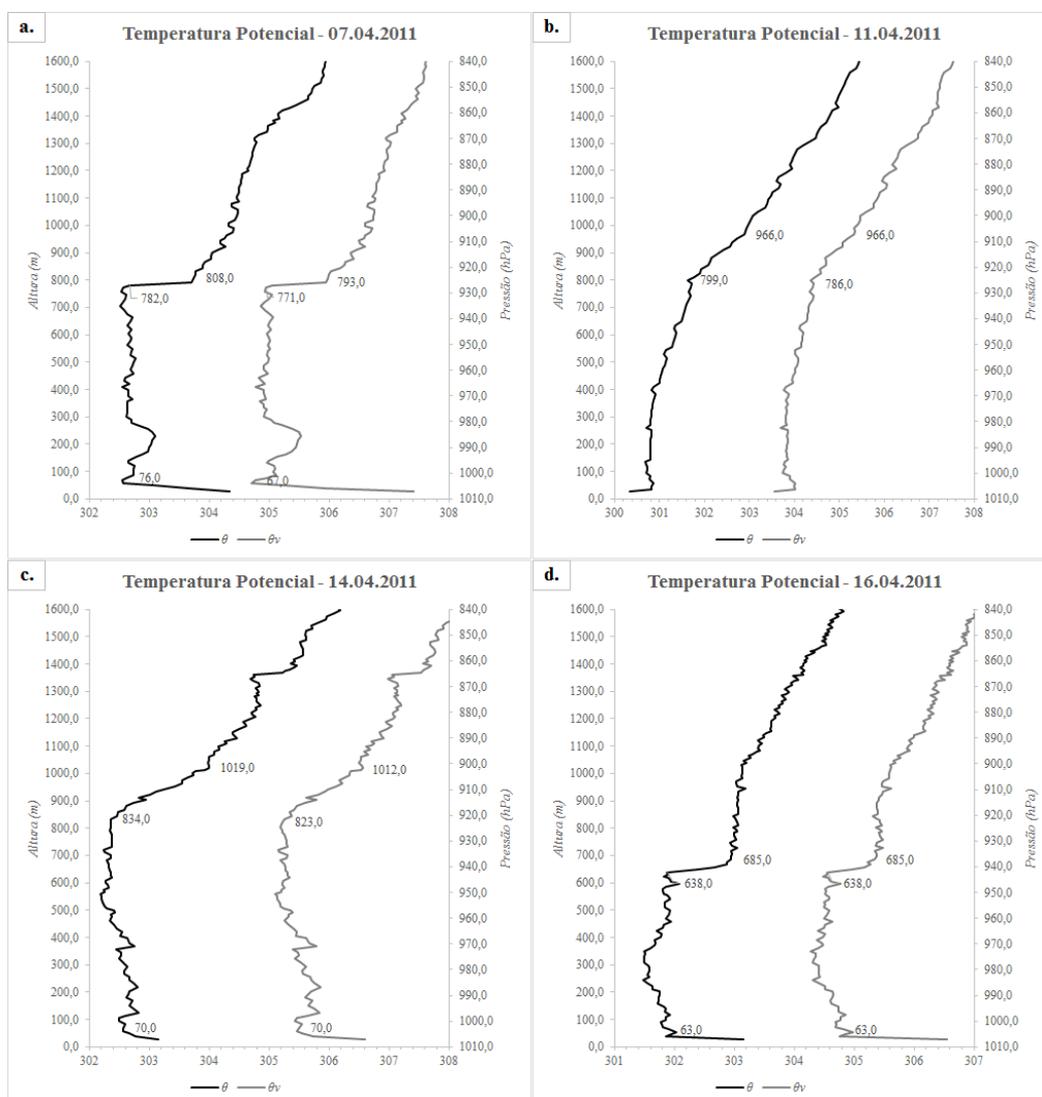


Figura 12 - Perfis verticais da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, para *SChuva*, às 18:00 UTC, para os dias (a) 07, (b) 11, (c) 14, (d) 16, (e) 17, (f) 22 e (g) 25.

Assim como foi observado em *CChuva*, acima da CS formada em *SChuva* é encontrada uma camada de forte neutralidade, sem grandes ou nenhuma variação em θ ou θ_v com a altura. Esta neutralidade, que é típica da formação da CM e que existe pela forte turbulência presente nesta camada em resposta ao aquecimento da superfície, é identificável em todos os perfis trazidos em *SChuva*.

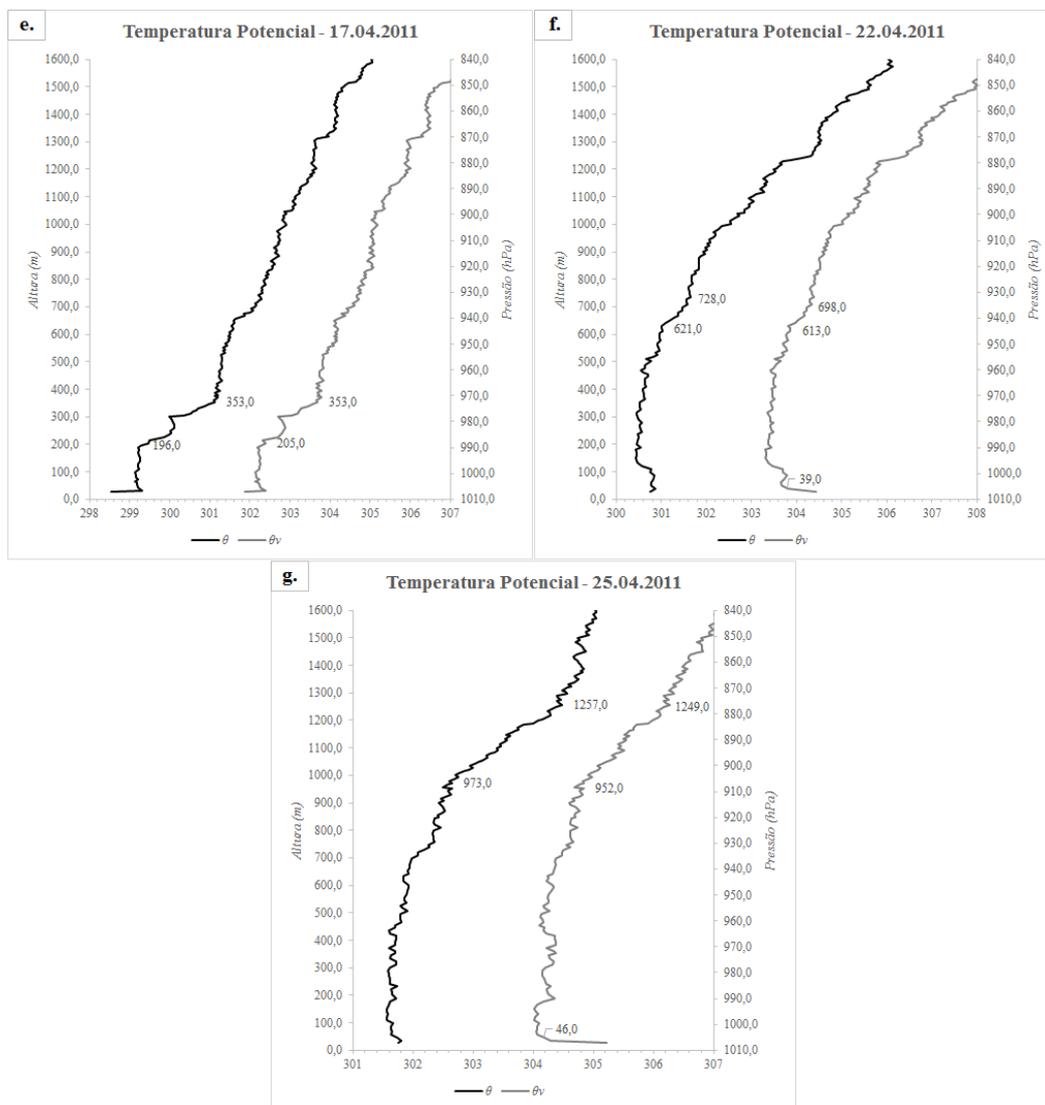


Figura 12 – Continuação.

De forma semelhante ao que acontece durante a noite na Camada Residual e contrariando o que foi encontrado em *CChuva*, a CM encontrada agora não apresenta grandes diferenças quando se comparam os dois perfis distintos. Por outro lado, quando se comparam os dias estudados, diferenças consideráveis na CM são encontradas, principalmente, quando se leva em consideração a altura de seu topo. Por exemplo, a CM mais profunda se formou no dia 25 (Figura 12.g) e alcançou níveis de 973 m. Já a CM mais rasa ocorreu no dia 17 (Figura 12.e), alcançando níveis de 205 m. A neutralidade

encontrada em todos os dias é apontada por uma variação das temperaturas potencial e potencial virtual nunca maior que 1 K.

Acima disso, encontra-se a ZE, não tão rasa quanto a ZE encontrada em *CChuva*, porém ainda da ordem de poucos metros, e no caso da ZE2, a sua maior profundidade foi observada no dia 25 (Figura 12.g), entre os níveis médios de aproximadamente 962,5 e 1253 m. Acima desta, observa-se a atmosfera livre, com o aumento da temperatura potencial e temperatura potencial virtual com a altura. A ZE mais rasa formou-se nos dias 07 e 16 (Figuras 12.a e 12.d, respectivamente), com uma espessura menor que 50 m.

Sabendo-se que o topo da ZE também pode ser indicado como sendo o topo da CLA, conclui-se que a CLA formada em dias de céu claro foi mais profunda que a formada em dias chuvosos. Assim, é possível afirmar que a CLC2 alcançou a sua profundidade máxima no último dia de *SChuva*, o dia 25, com um topo médio de 1253 m. Sua profundidade mínima foi observada no dia 17 (Figura 12.e), com um topo no nível de aproximadamente 353 m.

Com o intuito de se comparar as duas situações consideradas para o período diurno, a Figura 13 traz os perfis médios da temperatura potencial e da temperatura potencial virtual.

É possível observar que a CS indicada pelo perfil de θ para *CChuva*, quando se considera a média, é bem menos instável (uma variação menor que 0,5 K em 55 m) que a CS observada no perfil de θ_v , que apresentou o dobro da variação (aproximadamente 1 K em 65 m). Em *SChuva*, esta camada é um pouco mais profunda e visível em ambos os perfis, com topo médio de 65 m. A CM1 se mostra mais estável que a CM2, apresentando uma variação de 0,5 K em 200 m, aproximadamente. Já a CM2 apresenta uma variação de 0,5 K em 579 m, aproximadamente. Sendo assim, a CM é mais neutra em dias de céu claro que em dias chuvosos, ou seja, a ausência de sistemas precipitantes ou de nebulosidade na área considerada acarretam em uma maior incidência de radiação solar direta no solo. Consequentemente, os movimentos turbulentos presentes nesta camada se estendem a níveis mais altos da CLA, causando uma maior mistura de suas propriedades, e a conseqüente neutralidade. No que se refere à profundidade desta camada, dias chuvosos apresentam uma CM mais rasa que a formada em dias de céu claro.

Em dias chuvosos, a ZE não é identificada nos perfis estudados. Em média, a CLC1 foi mais rasa que a CLC2, sendo que a primeira alcançou um topo de aproximadamente 260 m e a segunda alcançou um topo de aproximadamente 684,5 m.

Assim como observado durante o período noturno, durante o dia e pela observação dos perfis verticais médios de θ e θ_v , é possível afirmar que a CLC formada em dias com chuva é mais rasa que a CLC formada em dias de céu claro, pois o movimento turbulento nestes dias é mais intenso devido a maior incidência de radiação solar direta na superfície, acarretando uma maior extensão vertical destes movimentos.

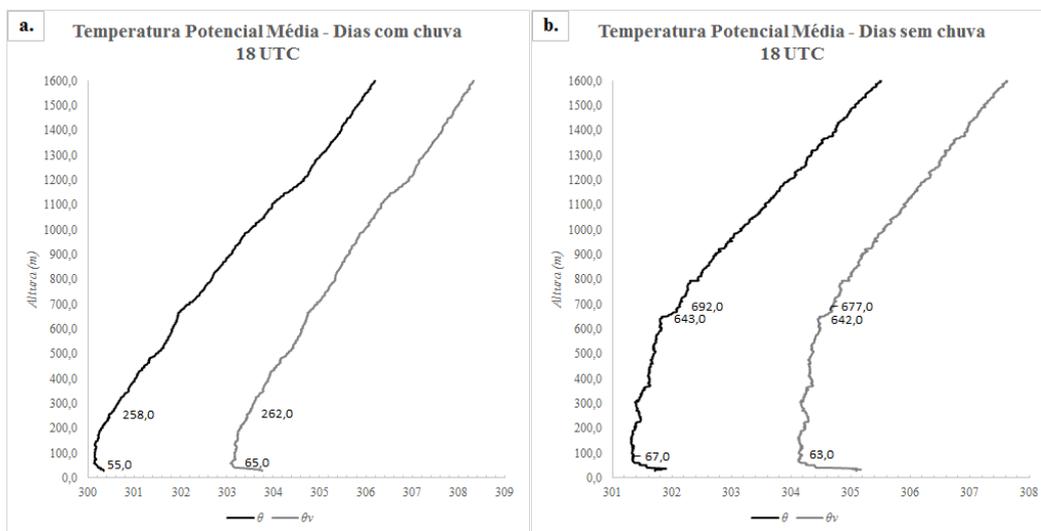


Figura 13 - Perfis verticais médios da temperatura potencial (θ) e potencial virtual (θ_v), ambas em unidade absoluta, às 18:00 UTC, para (a) CChuva e (b) SChuva.

Sendo assim, como observado durante a noite, pela observação dos perfis verticais médios de θ e θ_v , é possível afirmar que a CLC formada em dias com chuva é mais rasa que a CLC formada em dias de céu claro. Este resultado também é um resultado divergente dos resultados clássicos encontrados por Stull (1988) e Arya (1988), quando afirmaram que a CLC formada sob atuação de centros relativos de alta pressão (dias de céu claro) seria mais rasa que a CLC formada em regiões com a atuação de centros relativos de baixa pressão (dias chuvosos).

Por outro lado, tais resultados também confirmam os resultados encontrados por outros autores (Silva Dias e Regnier, 1996; Fisch, 1995; Fisch et al., 2004; Gasparetto, 2011), que afirmam que a CLA desenvolvida em situações de maior umidade é mais rasa que a que se desenvolve em um ambiente seco. Especificamente, Carneiro et al. (2016), em seus resultados, encontraram que durante a seca, a CLC mostra-se melhor estabelecida na fase convectiva, atingindo maiores profundidades que na época chuvosa.

5.2.2. Perfis verticais do vento

Através das radiossondagens disponíveis no experimento CHUVA, também é possível a determinação do perfil vertical de velocidade do vento, como discutido abaixo.

5.2.2.1. Camada Limite Noturna

A CLN é caracterizada por atmosfera estaticamente estável e com turbulência fraca. Os ventos próximos à superfície são mais fracos durante o período noturno, porém, os ventos nas camadas acima aceleram e caracterizam a presença de JBNN. Estudos de Banta (2008) foram desenvolvidos para relacionar as propriedades desse tipo de jatos, como altura e velocidade, às características de maior mistura na CLN.

Definindo o JBNN, Witheman et al. (1997) afirmaram que, para ocorrer o jato, o escoamento atmosférico deve apresentar uma velocidade máxima de 10 m/s abaixo de 3000 m e sua velocidade deve decrescer em 5 m/s antes dos 3000 m serem alcançados. Como mencionado por Frisch et al. (1992), a presença de JBNN está muitas vezes associada com a altura do topo da CLN. Partindo desse pressuposto, os perfis verticais da velocidade do vento são trazidos na Figura 14 para a possível determinação da altura da CLN durante o período noturno para *CChuva*.

Aqui, convencionar-se-á a identificação do JBNN como sendo o máximo na velocidade do vento, maior ou igual a 4 m/s, em que acima deste, seja identificada uma diminuição imediata em sua velocidade para a identificação do topo da CLN.

É possível observar que, na maioria dos dias de *CChuva*, quando é possível a identificação do JBNN, o nível em que ele é apontado está abaixo do nível em que o topo da CLN é observado através dos perfis verticais das temperaturas potencial e potencial virtual, como são os casos dos dias 15, 18, 23, 24 e 26 (Figuras 14.g, 14.h, 14.j, 14.k e 14.l, respectivamente). Porém, em alguns casos, o topo da CLN é superestimado pelos perfis de vento. Por exemplo, os dias 06, 08 e 12 (Figuras 14.a, 14.b e 14.e, respectivamente) apresentaram uma CLN mais profunda nos perfis de vento que nos perfis de θ e θ_v , da ordem de alguns metros, sendo que a maior superestimação ocorreu no primeiro dia estudado (06).

Apenas em um dos casos (dia 13, Figura 14.f), a CLN caracterizada pelos perfis de vento foi coincidente com os perfis de θ e θ_v , de modo que o JBNN foi observado no mesmo nível indicado pelos perfis de θ e θ_v como topo da CLN. Em alguns casos (dias 09, 10 e 19), indicados nas figuras 14.c, 14.d e 14.i, respectivamente, não foi identificada a formação de JBNN. É possível que nos casos dos dias 10 e 19 haja erros nas medições dos dados de vento, porém esta especificidade não foi indicada nos relatórios instrumentais do Projeto CHUVA.

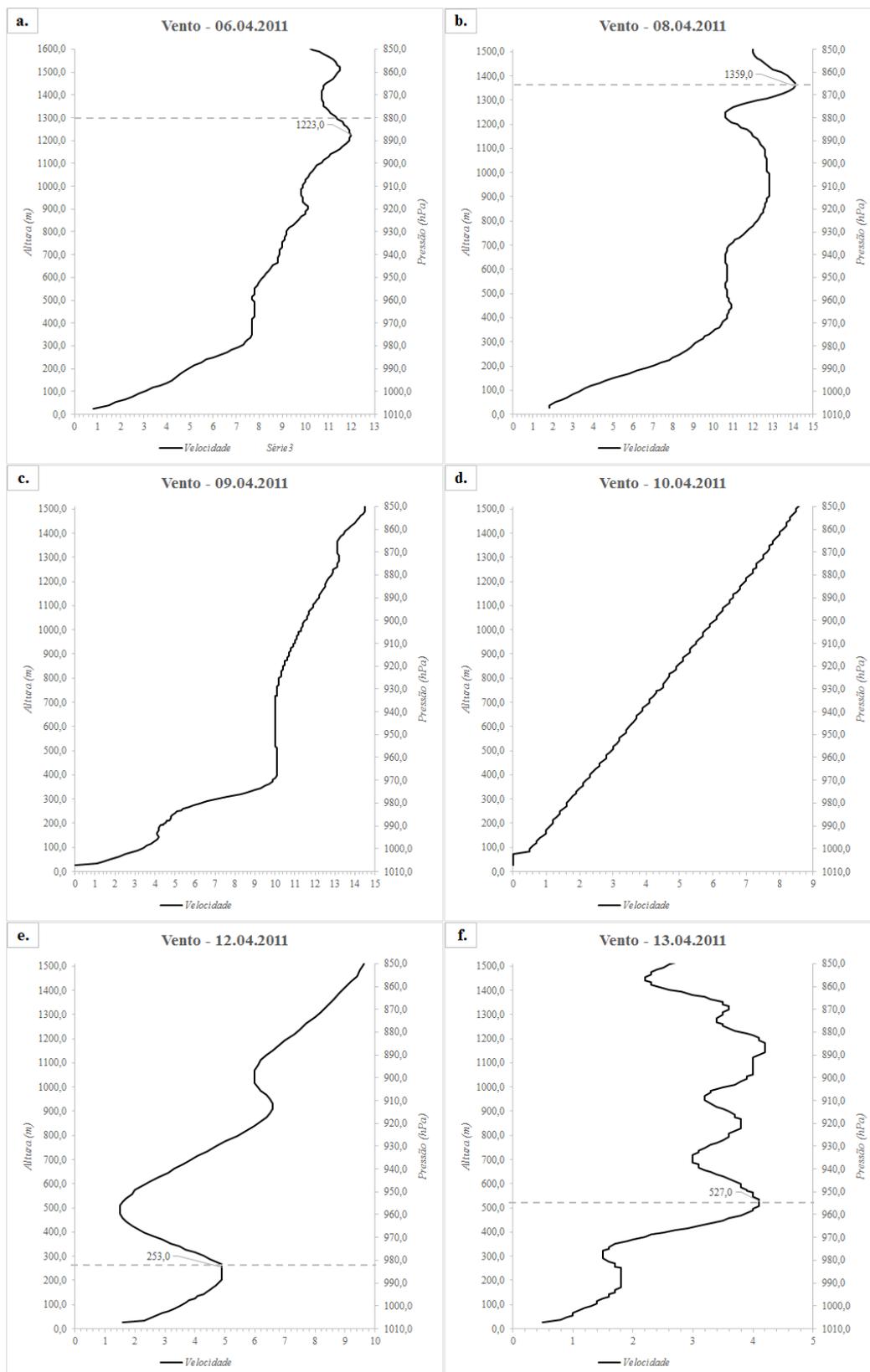


Figura 14 - Perfis verticais da velocidade do vento, em m/s, para CChuva, às 06:00 UTC, para os dias (a) 06, (b) 08, (c) 09, (d) 10, (e) 12, (f) 13, (g) 15, (h) 18, (i) 19, (j) 23, (k) 24 e (l) 26. A linha horizontal tracejada indica o topo da CLE.

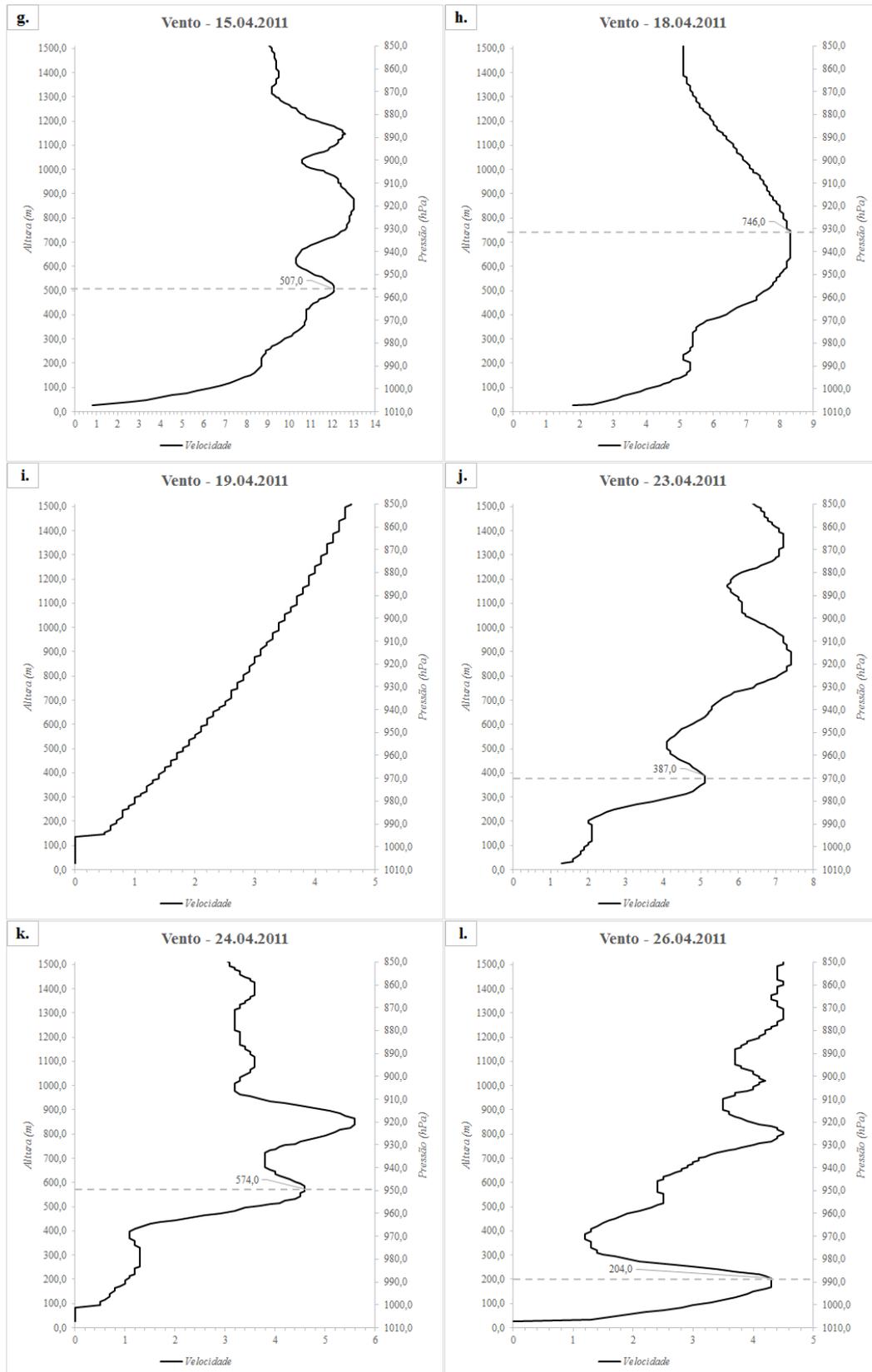


Figura 14 – Continuação.

É possível observar que acima do nível em que foi indicado como sendo o topo da CLN, o vento começa a se comportar de forma constante, sem grandes variações em suas velocidades, salvo alguns casos. Esta característica é um indicativo do comportamento do vento dentro da CR, de modo que a neutralidade dentro desta camada está associada a pouca variação da velocidade do vento.

Os perfis de vento, para *SChuva*, da CLA formada durante o período noturno, 06:00 UTC ou 03:00 HL, foram analisados, a fim de se associar a presença do JBNN com o topo da CLN2, e são mostrados na Figura 15.

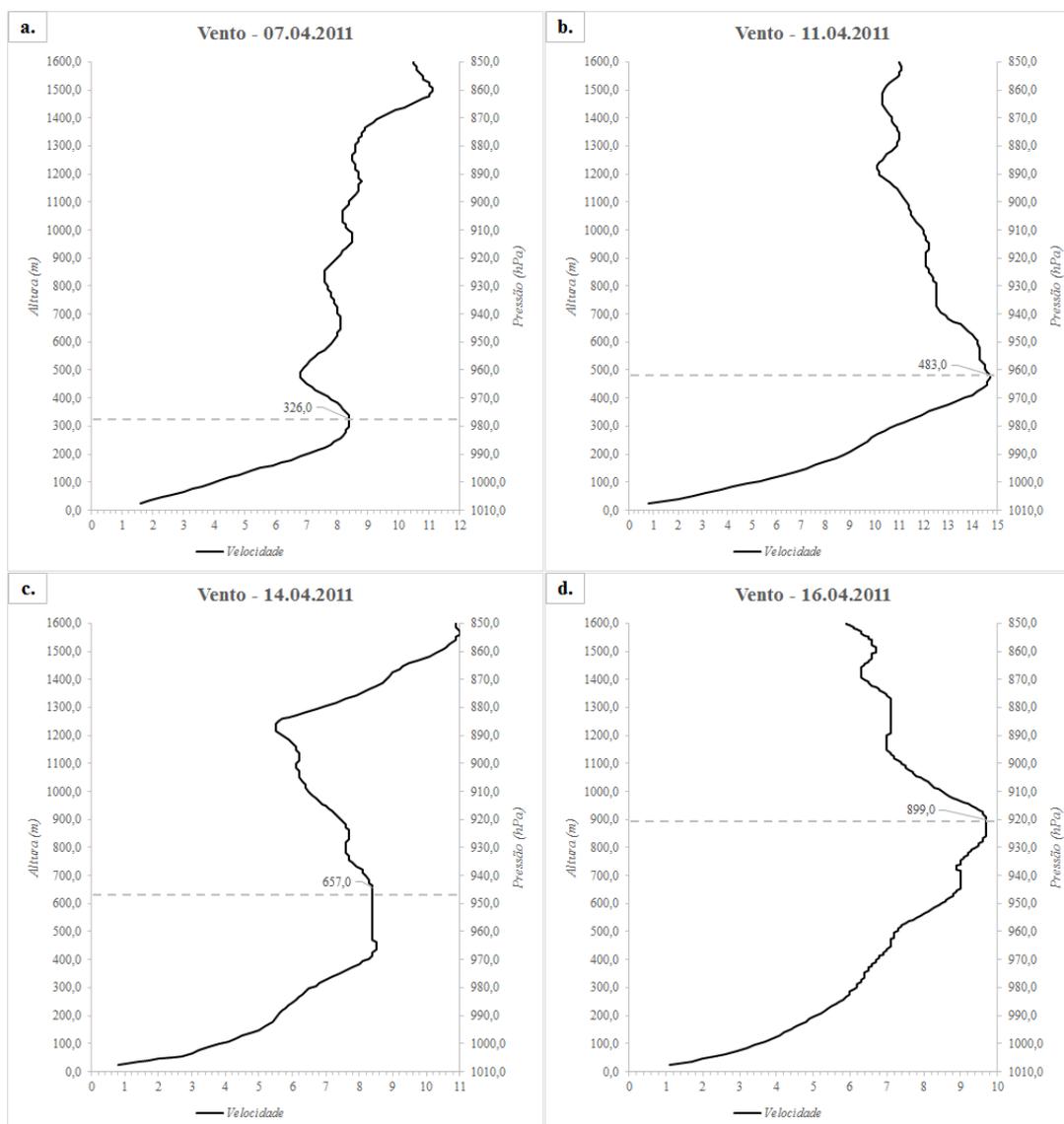


Figura 15 - Perfis verticais da velocidade do vento, em m/s, para *SChuva*, às 06:00 UTC, para os dias (a) 07, (b) 11, (c) 14, (d) 16, (e) 17, (f) 22 e (g) 25. A linha horizontal tracejada indica o topo da CLN.

Diferentemente do que foi visto em *CChuva*, é possível observar que também em *SChuva*, na maioria dos dias, o nível em que é identificado o JBNN (indicado na Figura 15) não coincide com o topo da CLN observado pela observação dos perfis verticais das

temperaturas potencial e potencial virtual, acarretando na subestimação do topo da CLN formada na maioria dos dias em questão, como por exemplo os dias 07, 14, 17, 22 e 25 (Figuras 15.a, 15.c, 15.e, 15.f e 15.g, respectivamente). Apenas um dia apresentou um JBNN no mesmo nível do topo da CLN encontrada nos perfis de θ e θ_v (dia 16, figura 15.d). Em apenas também um dia (dia 11, figura 15.b), a altura do topo da CLN indicada pelos perfis de vento foi superestimada em relação às outras variáveis.

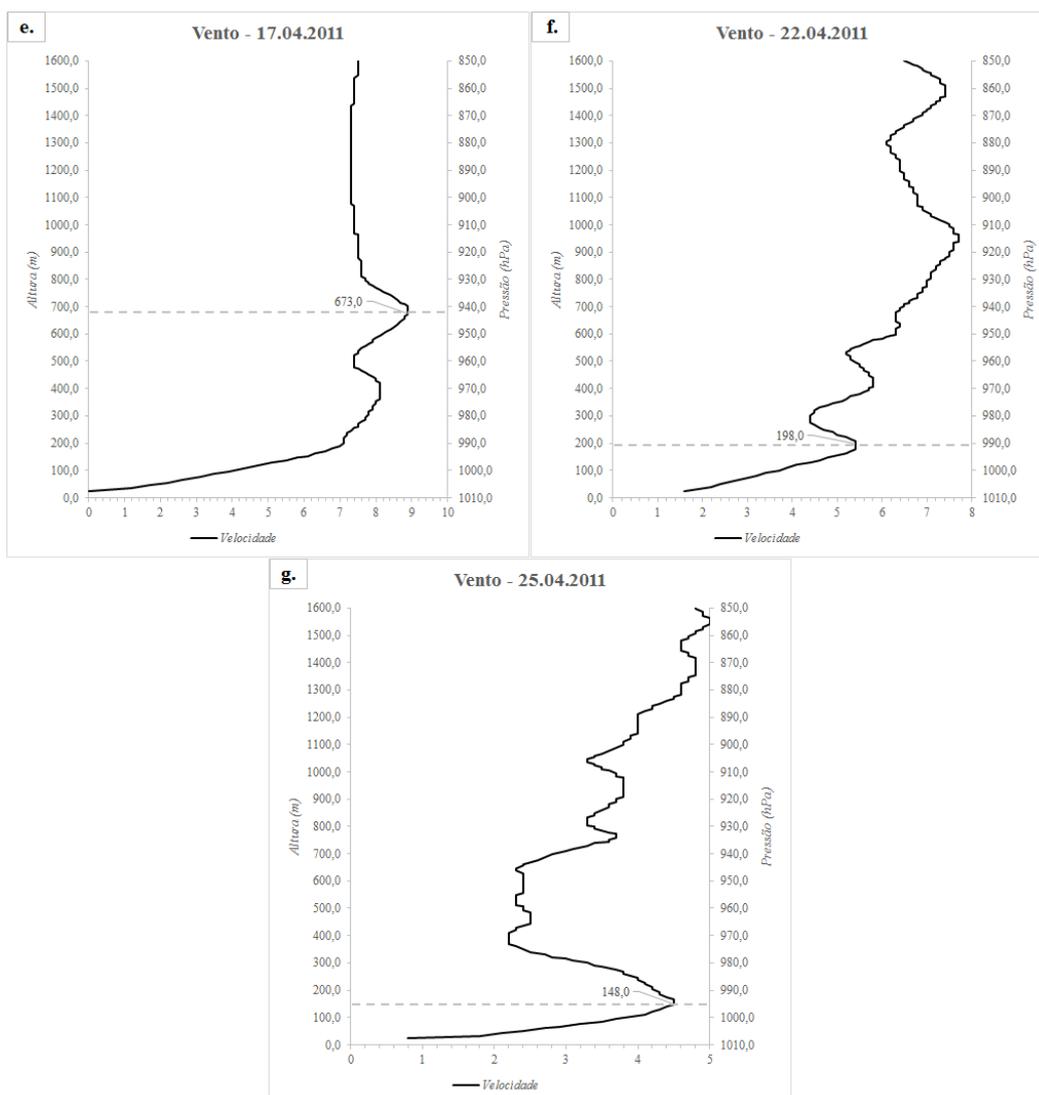


Figura 15 – Continuação.

Outra afirmação que se pode tirar a partir da observação dos perfis de vento é resultado da análise dos primeiros níveis da atmosfera, região em que se forma a CLE. Como pode ser visto na maioria dos casos de *CChuva* e em todos os casos de *SChuva*, a o grau de estabilidade desta subcamada está ligada ao grau de cisalhamento do vento nestes níveis, ou seja, quanto mais estável é a CLE, mais forte é o cisalhamento do vento em baixos níveis. Por exemplo, o dia 06, experimenta uma forte estabilidade nos

primeiros níveis da atmosfera (Figura 8.a) apresenta um forte cisalhamento do vento próximo à superfície (Figura 14.a), indo de 0 a 8 m/s em menos de 200 m de altura. Outros exemplos são os dias 08 e 26 (Figuras 14.b e 14.l, respectivamente), além de todos os dias de *SChuva*.

Apesar dessas diferenças entre *CChuva* e *SChuva*, algumas semelhanças podem ser observadas. Acima do nível em que foi indicado como sendo o topo da CLN, o vento também começa a se comportar de forma constante ou com poucas variações em suas velocidades, salvo alguns casos, indicando o comportamento do vento dentro da CR.

5.2.2.2. *Camada Limite Convectiva*

Segundo Stull (1988), durante o período diurno, as velocidades do vento são subgeostróficas em toda a camada de mistura, com direções de vento cruzando as isóbaras num pequeno ângulo em direção à baixa pressão. A porção média desta camada apresenta velocidades e direções do vento quase constante. As velocidades do vento diminuem para zero perto do solo, resultando em um perfil de velocidade do vento que é quase logarítmico com a altura na camada superficial.

Partindo desse pressuposto, os perfis verticais da velocidade do vento são trazidos na Figura 16 para a possível determinação da altura da CLC durante o período diurno para *CChuva*. Procurar-se-á identificar a neutralidade típica da CM para esta situação considerada, convencionando-se que o topo desta subcamada coincide com o fim da região em que a variação na velocidade do vento é mínima.

Diferentemente do que é observado durante a noite, em *CChuva*, poucos são os casos em que o nível onde é identificado o topo da camada de velocidade aproximadamente constante do vento coincide com o topo da CM observado através dos perfis verticais das temperaturas potencial e potencial virtual, como é o caso do dia 23 (Figura 16.j). Em alguns dias, como 06, 08 e 10 (Figuras 16.a, 16.b e 16.d, respectivamente), a CM caracterizada pelos perfis de vento foi subestimada em relação aos perfis de θ e θ_v , de modo que o topo da camada de velocidade aproximadamente constante do vento foi observado abaixo do nível indicado pelos perfis de θ e θ_v como topo da CM. Por outro lado, em alguns casos, o topo da CM foi superestimado pelos perfis de vento. Os dias 09 e 12 (Figuras 16.c e 16.e, respectivamente) apresentaram uma CM mais profunda no perfil de vento que nos perfis de θ e θ_v , da ordem de alguns metros. Em outros casos, como os dias 13, 15, 18, 19, 24 e 26 (Figuras 16.f, 16.g, 16.h, 16.i, 16.k e 16.l, respectivamente) não foi identificada a formação da camada de velocidade do vento aproximadamente constante.

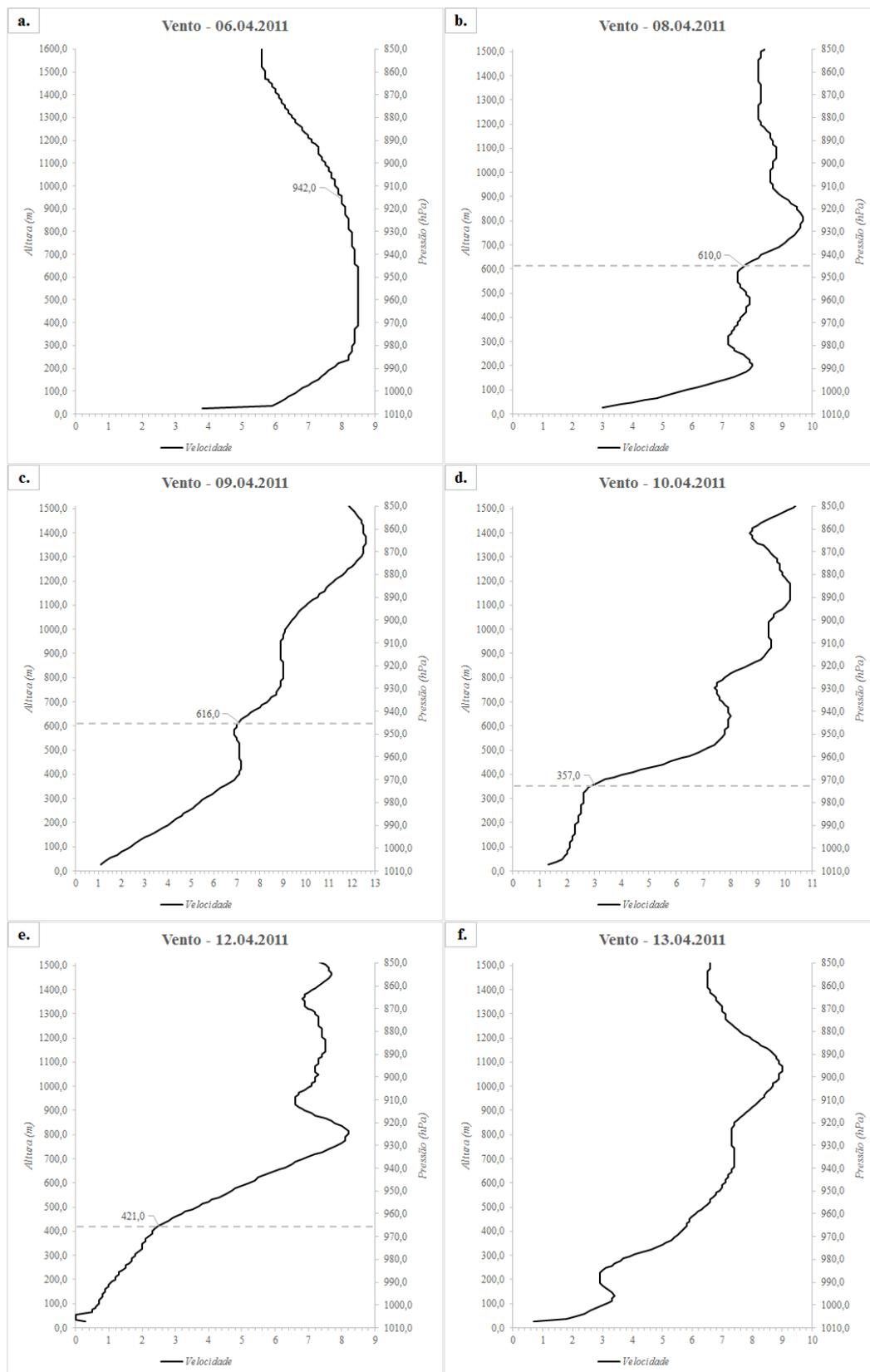


Figura 16 - Perfis verticais da velocidade do vento, em m/s, para CChuva, às 18:00 UTC, para os dias (a) 06, (b) 08, (c) 09, (d) 10, (e) 12, (f) 13, (g) 15, (h) 18, (i) 19, (j) 23, (k) 24 e (l) 26. A linha horizontal tracejada indica o topo da CM.

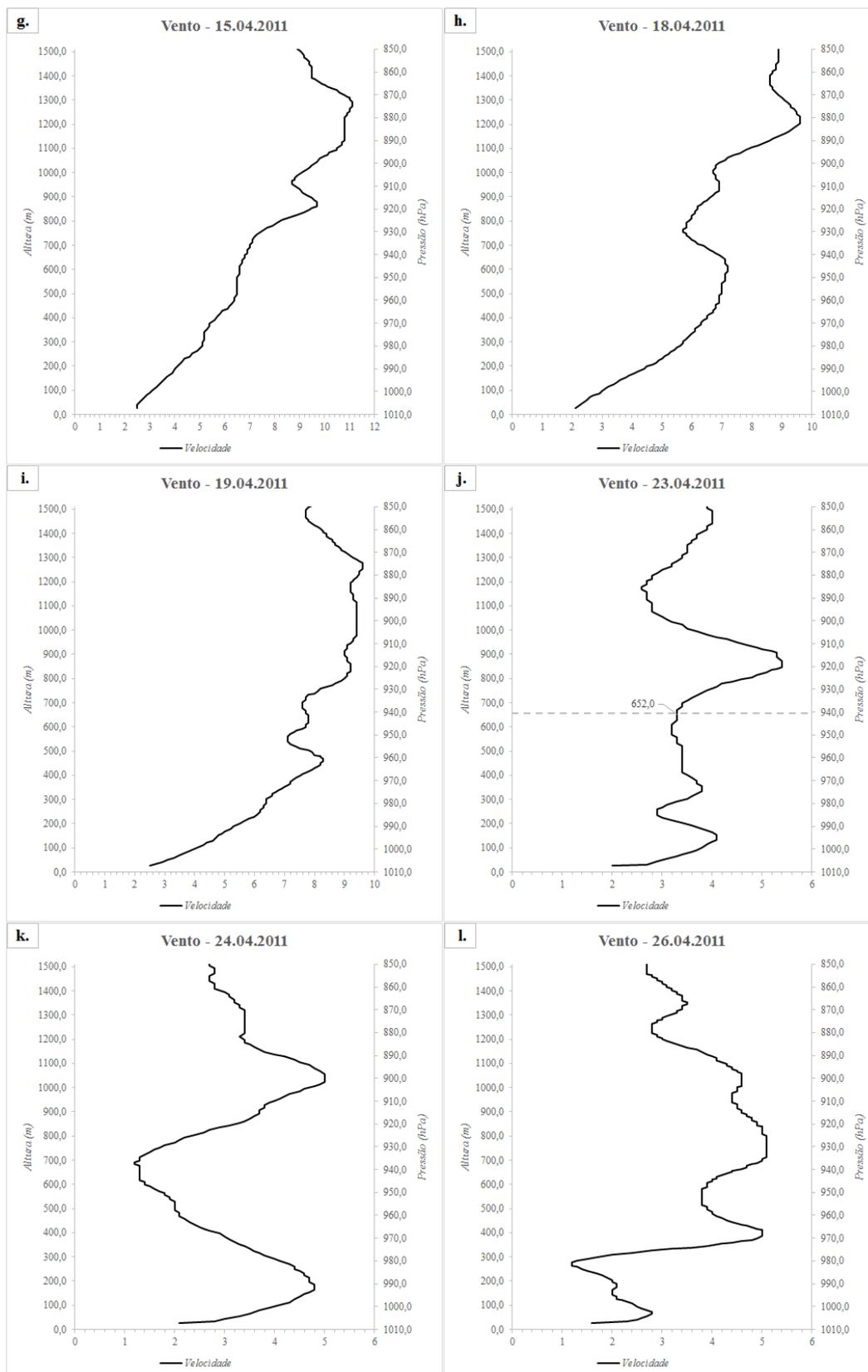


Figura 16 – Continuação.

Os perfis de vento, para *SChuva*, da CLA formada durante o período diurno, 18:00 UTC ou 15:00 HL, foram analisados, a fim de se associar a presença da camada de

velocidade do vento aproximadamente constante com o topo da CM2, e são mostrados na Figura 17.

Diferentemente do que foi visto em *CChuva*, é possível observar que em *SChuva*, na grande maioria dos dias, não foi identificada a formação da camada de velocidade do vento aproximadamente constante, impossibilitando a identificação do topo da CM2 (dias 07, 14, 16, 22 e 25, figuras 17.a, 17.c, 17.d, 17.f e 17.g, respectivamente).

Nos dias 11 e 17 (Figuras 17.b e 17.e, respectivamente) o nível em que esta camada é identificada não coincide com o topo da CM observada pela observação dos perfis verticais das temperaturas potencial e potencial virtual, acarretando na superestimação do topo da CM no dia 17 e na subestimação desta variável no dia 11. Sendo assim, para dias de céu claro, o perfil vertical da velocidade do vento não se mostrou uma variável eficiente para a determinação da CLC.

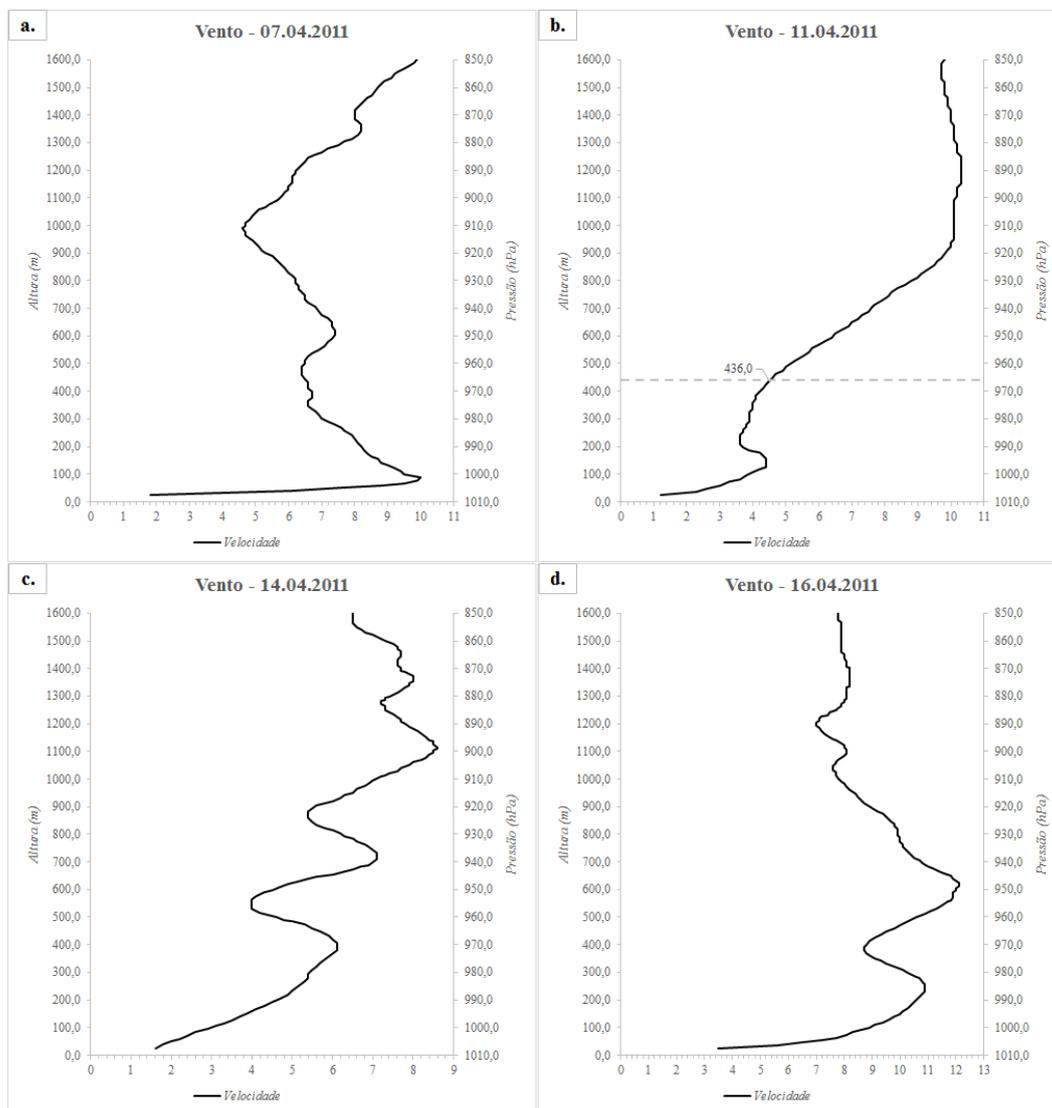


Figura 17 - Perfis verticais da velocidade do vento, em m/s, para *SChuva*, às 18:00 UTC, para os dias (a) 07, (b) 11, (c) 14, (d) 16, (e) 17, (f) 22 e (g) 25. A linha horizontal tracejada indica o topo da CM.

Os jatos noturnos são associados à oscilação inercial, porém durante o dia isto não ocorre. Por este motivo não é possível identificar uma associação clara entre os jatos e a CLC, mas este tipo de formação é bem definido na CLN.

Após estas observações, afirma-se que das três variáveis utilizadas nesta pesquisa até aqui, empregando-se dados de radiossondagem, a temperatura potencial virtual se mostrou mais sensível que as outras, mostrando principalmente maior excitabilidade em baixos níveis sob a presença da umidade atmosférica, que muitas vezes não foi indicada pelo perfil de temperatura potencial, nem nos perfis de velocidade do vento.

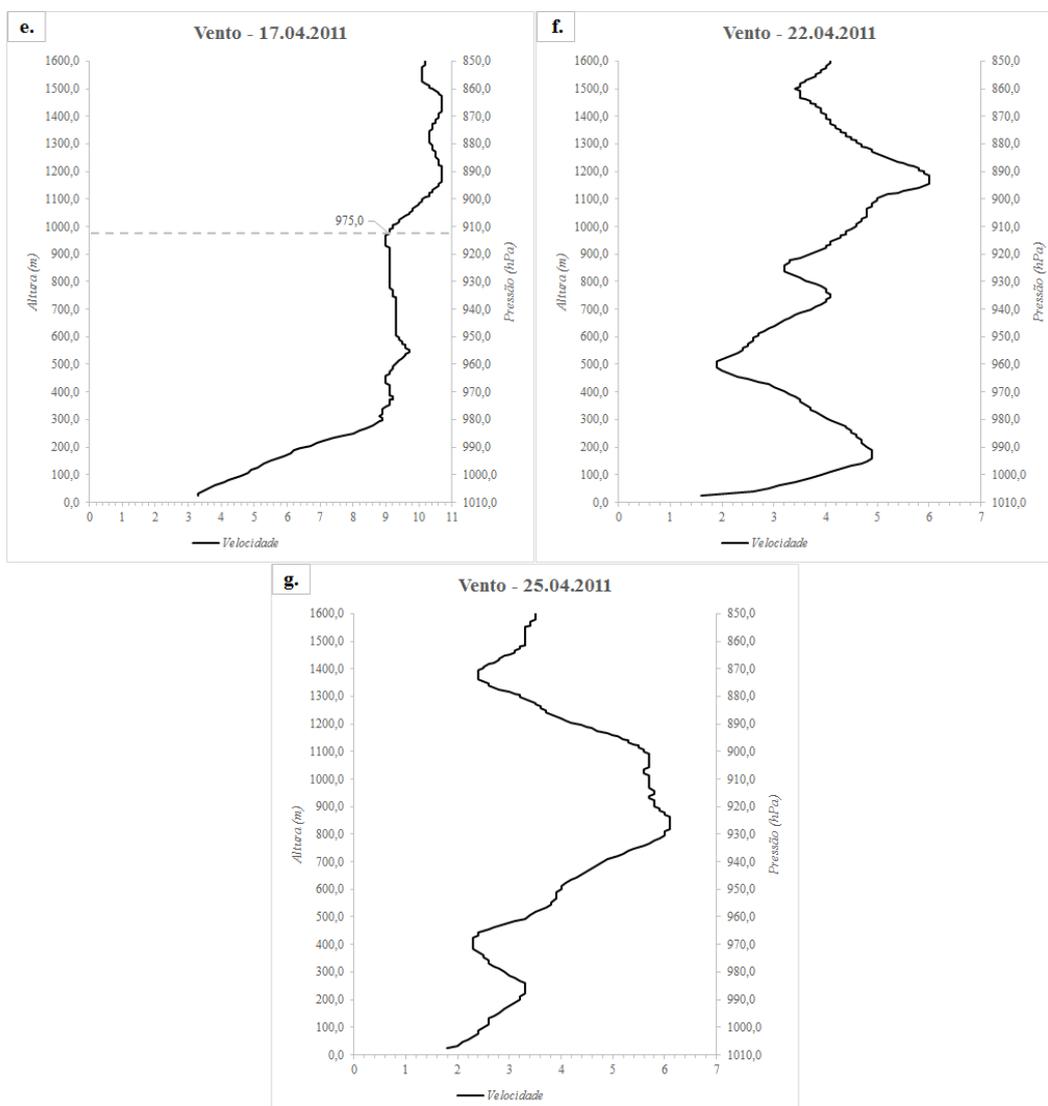


Figura 17 – Continuação.

De forma diferente ao que acontece durante o período noturno, nos casos do período diurno, o que se associa ao grau de cisalhamento do vento é a instabilidade encontrada nos primeiros níveis da atmosfera. Por exemplo, os dias 06, 08, 19, 23 e 24

para *CChuva* (Figuras 11.a, 11.b, 11.i, 11.j e 11.k, respectivamente), que apresentaram as camadas superficiais mais instáveis, também apresentam a indicação de forte cisalhamento do vento próximo à superfície (Figuras 16.a, 16.b, 16.i, 16.j e 16.k, respectivamente). Os demais dias deste período, que não apresentam uma CS bem definida, tem uma taxa de aumento de velocidade do vento menor. Este resultado também pode ser encontrado em *SChuva*, tomando como exemplo os dias 07, 14, 16 e 22 (Figuras 17.a, 17.c, 17.d e 17.f, respectivamente), que apresentam um aumento na velocidade do vento maior que 5 m/s nos primeiros níveis da atmosfera.

O que é claro de se observar em todos os perfis de vento, tanto durante o dia quanto durante a noite em ambas as situações, é que próximo à superfície, a velocidade tende a zero, adquirindo um comportamento logaritmo e indicando o efeito de rugosidade da superfície.

5.3. Estudo de caso

Com o intuito de inferir as modificações causadas na CLA induzidas por sistemas meteorológicos, dois dias específicos foram escolhidos dentro do período estudado. Para isto, os dias 07 e 09 foram escolhidos, sendo o dia 07 para *SChuva* e o dia 09 para *CChuva*, sendo este o dia que apresenta o segundo maior acumulado de chuva em todo o período do experimento, chegando a 62,8 mm. Dessa forma, a comparação entre estes dois casos dá a possibilidade da observação da CLA formada sob duas condições diferentes, uma com a presença de sistemas atmosféricos causadores de precipitação (09) e da CLA formada sob condições opostas, em que o ambiente atmosférico não foi suficiente para formação de sistemas precipitantes (07).

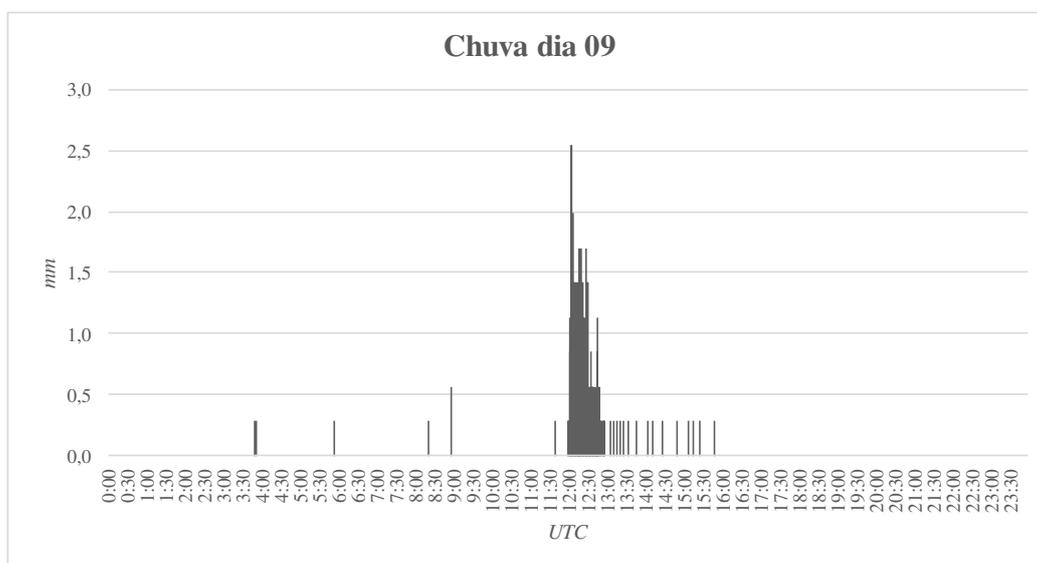


Figura 18 - Distribuição no tempo do acumulado de chuva por minuto na região de Fortaleza para o dia 09 de abril de 2011.

De acordo com os dados do pluviômetro utilizado no experimento, é possível observar, como mostrado na Figura 18, o comportamento da chuva a cada minuto durante o dia estudado (09). Fica claro o período do dia em que foram identificados os acumulados de chuva, principalmente, entre 12:00 e 13:30 UTC, sendo ainda possível observar que a chuva ainda persistiu, de forma menos intensa, até 15:49 UTC, quando foi identificado o último volume de chuva daquele dia.

Estas informações serão de valia para a observação, principalmente, da CLC formada naquele dia, informações estas discutidas a seguir.

Traz-se aqui as observações já discutidas na sessão 5.2 para a associação com as informações obtidas a partir das imagens de satélite e micro radar. Sendo assim, consideram-se os perfis de θ_v , para os dias 09 e 07 de abril, da CLA formada durante o período noturno, 06:00 UTC ou 03:00 HL (Figuras 8.c e 9.a, respectivamente), e toda a discussão já gerada até aqui.

5.3.1. Modificações na CLA induzidas por sistemas meteorológicos

Climatologicamente, o mês de abril é caracterizado pela influência da ZCIT na região norte do NEB. Dessa forma, a caracterização do ambiente sinótico se faz necessária e é realizada pela observação das imagens descritas. A posição deste sistema, ao longo dos meses do ano, flutua de um lado e de outro da linha do Equador, o que pode ser chamado de marcha meridional da ZCIT. Essa banda de nebulosidade incursiona bem mais ao norte do Equador, entre junho e dezembro, do que ao sul dessa linha, entre janeiro e maio (Xavier et al., 2000). Seu posicionamento sobre os continentes, não costuma delinear-se tão claramente como ocorre sobre os oceanos, por vezes, constituindo uma faixa muito larga e desorganizada. Xavier et al. (2000) atribuíram essa característica à influência da continentalidade e aos efeitos da orografia.

As imagens mostradas são registradas nos horários típicos das observações meteorológicas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC), para melhor acompanhamento do desenvolvimento dos sistemas precipitantes presentes no período de estudo, como forma de identificação de possível nebulosidade associada a estes sistemas. Tais imagens são trazidas na Figura 19, para o dia 09, e na Figura 20, para o dia 07, acompanhadas da discussão que se segue.

Pela análise das imagens da Figura 19, é possível observar o posicionamento mais ao sul de sua localização média desta banda de nebulosidade, ficando próxima ao continente. Devido a este posicionamento, identifica-se a presença de sistemas

convectivos dirigindo-se para região costeira e leste do Estado do Ceará, no horário das sondagens, com o início de sua formação podendo ser identificado a partir das 06:00 UTC, perdurando até o final do dia. No horário em que foi identificado o maior volume de chuva no dia 09, é possível observar que, sobre Fortaleza, existe uma banda de nebulosidade, que se estende do oceano para o interior do continente. Tais sistemas podem ter sido os responsáveis pela precipitação registrada no pluviômetro disponível na área de estudo no dia considerado.

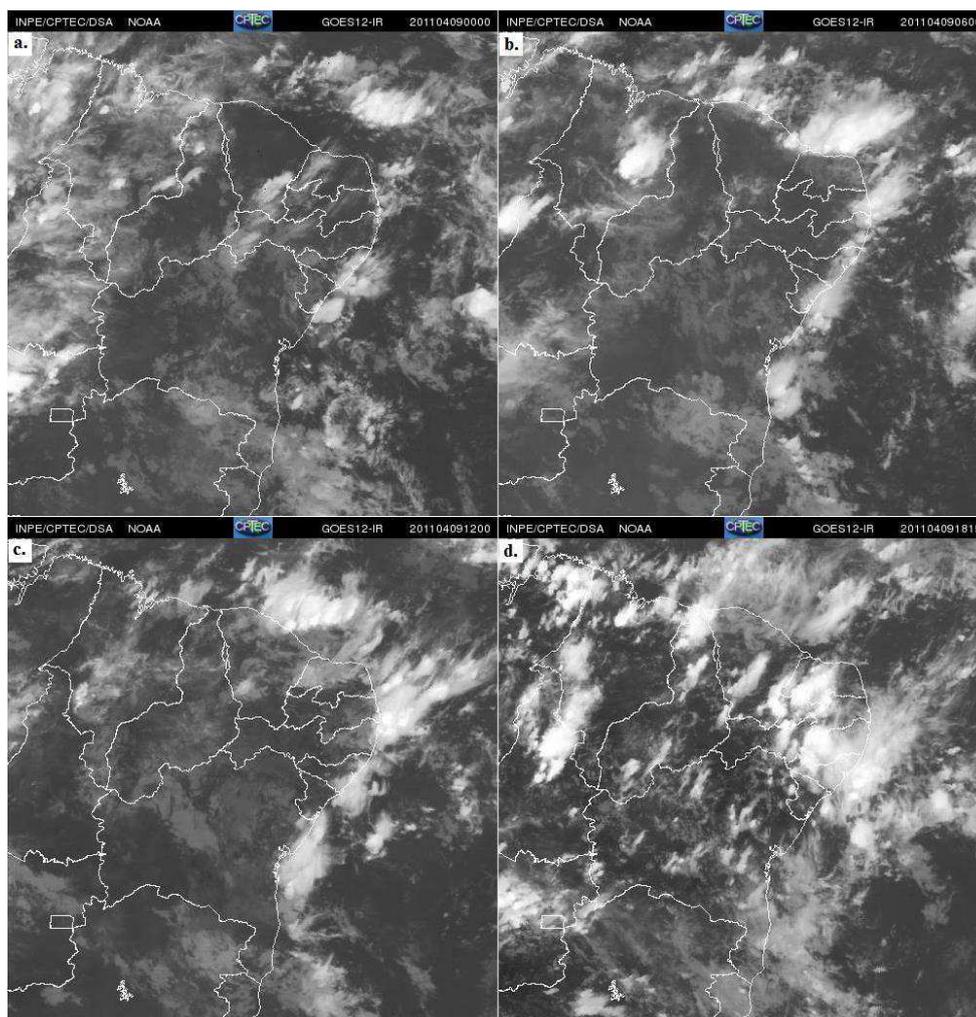


Figura 19 - Imagens de satélite GOES-12, no canal infravermelho, para o dia 09, às (a) 00:00, (b) 06:00, (c) 12:00 e (d) 18:00 UTC.

A Figura 20 traz a representação da configuração da atmosfera às (a) 00:00, (b) 06:00, (c) 12:00 e (d) 18:00 UTC do dia 07. Durante este dia, pela análise das imagens, pode-se perceber o posicionamento da ZCIT mais a Sul, sobre o continente, porém não é possível identificar nebulosidade sobre a área de estudo no decorrer de todo o dia. Apesar dessa configuração, não significa dizer que não havia atuação da ZCIT naquele período naquela área. É necessária uma investigação mais aprofundada quanto os motivos que

levaram à ausência de nuvens naquela região, podendo ser resultado da atuação de outros sistemas ou até mesmo de alguma configuração do oceano que possa ter influenciado nesta característica.

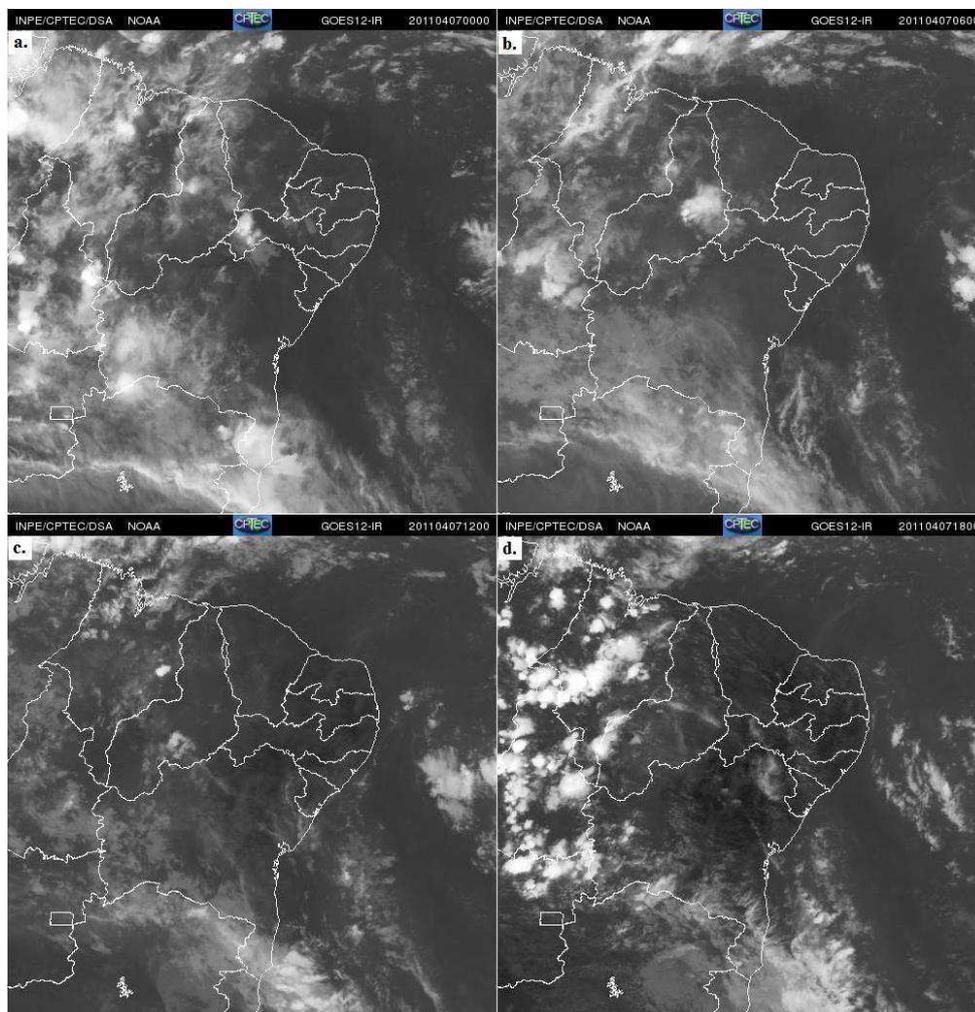


Figura 20 - Imagens de satélite GOES-12, no canal infravermelho, para o dia 07, às (a) 00:00, (b) 06:00, (c) 12:00 e (d) 18:00 UTC.

A imagem do radar de apontamento vertical, trazida na Figura 21 mostra o perfil de refletividade (dBz) sobre o sítio da Defesa Civil, na cidade de Fortaleza, para o dia 09 (Figura 21.a) e para o dia 07 (Figura 21.b).

Na figura, observa-se a precipitação ou gotas de chuva produzidas pelos sistemas atmosféricos presentes, principalmente entre 11:00 e 16:00 UTC do dia 09. É possível observar que, a partir de 12:00 UTC (09:00 HL), existe um núcleo de altos valores de refletividade (> 40 dBz) abaixo de 1 km de altitude. Este núcleo está associado e indica a presença de um sistema convectivo precipitante, coincidindo com o horário do início da precipitação registrada pelo pluviômetro. Este também é o horário em que é possível se

observar um considerável aglomerado de nebulosidade sobre a área de estudo (Figura 19.c).

Ainda pela observação do radar de apontamento vertical, o dia 07 (Figura 21.b) não traz informações consideráveis de refletividade que indiquem a presença de precipitação em nenhum horário durante o dia, chegando apenas a valores < 10 dBz acima de 4 km de altitude. Estas informações confirmam tanto a ausência de chuva, informações também trazidas pelo pluviômetro, quanto a ausência de nebulosidade observada na Figura 20.

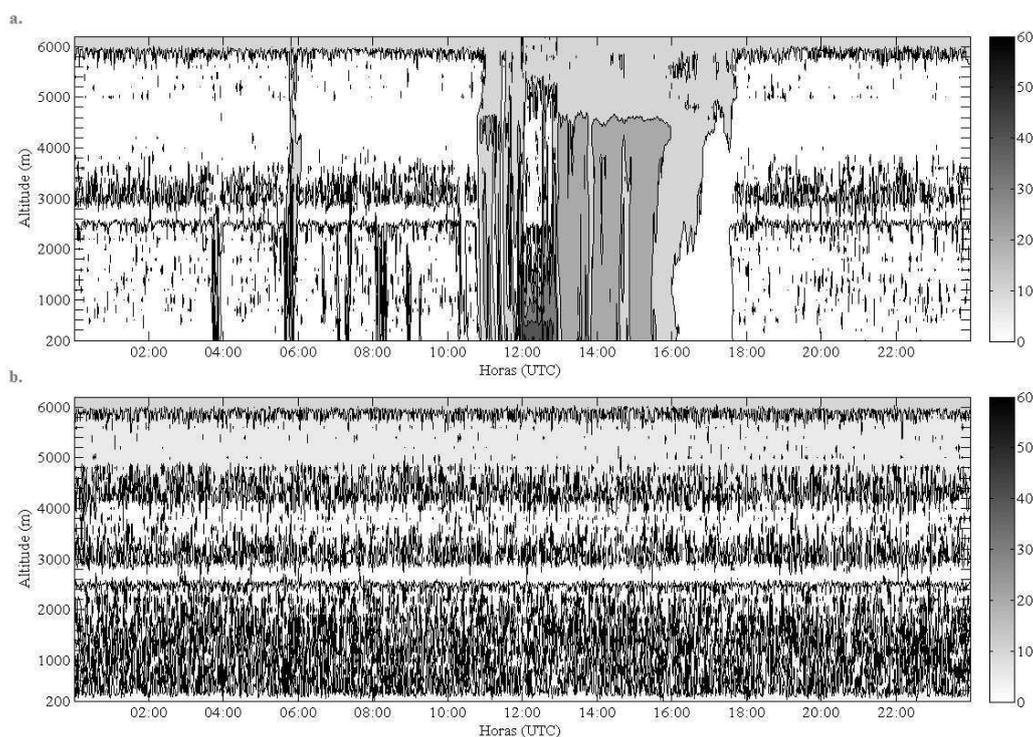


Figura 21 - Perfis de refletividade do micro radar (dBz), tempo (UTC) x altura (m), observados sobre o sítio da Defesa Civil, para os dias (a) 09 e (b) 07.

Os resultados encontrados até aqui, baseados em variáveis como temperatura potencial, temperatura potencial virtual e intensidade do vento e pela observação de imagens de satélite e pelos dados do micro radar, ainda não são suficientes para se afirmar que a presença de sistemas atmosféricos é o único fator determinante para a espessura da CLA. É necessária uma investigação mais aprofundada quanto a possíveis outros motivos que levaram tanto a CLC quanto a CLN formadas em *SChuva* terem sido mais profundas que as formadas em *CChuva*.

6. CONCLUSÕES

De acordo com os objetivos propostos e os resultados obtidos, algumas conclusões são possíveis.

Foram identificadas importantes diferenças nos perfis termodinâmicos da baixa troposfera entre as situações estudadas.

O estudo comparativo entre duas situações distintas, sendo uma com dias chuvosos e outra sem a identificação de acumulados de chuva, dentro de um único mês deu a possibilidade de concluir que a presença de sistemas atmosféricos de meso e grande escala são de considerável importância para o desenvolvimento vertical da CLA, durante todo o seu ciclo diurno.

No atual estudo, foram utilizadas três variáveis para a determinação das alturas da CLA e de suas subcamadas. A primeira e a segunda, a partir dos dados de radiossondagem, dão conta da observação dos perfis verticais da temperatura potencial e temperatura potencial virtual, respectivamente. A terceira dá conta da utilização também dos dados de radiossondagem para a determinação dos perfis verticais do vento.

De acordo com os resultados obtidos, das três variáveis utilizadas, o perfil vertical da temperatura potencial virtual pode ser mais eficiente quando comparada aos demais métodos.

Tomando como referência as situações estudadas até aqui, percebe-se que a CLA que se desenvolve quando há sistemas atmosféricos atuantes pode ser mais rasa do que a CLA que se desenvolve nos dias de céu claro. Esta especificidade encontrada nestes dias opõe-se aos resultados encontrados por Arya (1988) e Stull (1988), porém confirmam os resultados encontrados por Fisch et al. (2004), Gasparetto (2011) e Carneiro et al. (2016). É possível que o motivo para esta característica da CLA naquela área seja pelo motivo de se tratar de uma região costeira e sofrer fortes influências do oceano, fazendo com que a maritimidade de Fortaleza seja o fator determinante para que a CLA formada sobre a área tenha características de uma CLO, podendo ser chamada também de Camada Limite Litorânea (CLL).

Ainda é possível concluir, a partir da observação do comportamento médio da CLA durante o período noturno, com a presença de instabilidade próxima à superfície, que a taxa de urbanização e a mudança antrópica da cobertura e uso do solo na região metropolitana de Fortaleza pode ser a fonte causadora da formação de ilha de calor na região de estudo, impedindo que a superfície e a atmosfera adjacente experimente o arrefecimento típico noturno.

Uma outra especificidade encontrada na atual pesquisa dá conta de que o comportamento dos perfis de vento nos primeiros níveis da CLA está diretamente ligado ao grau de estabilidade (instabilidade) durante a noite (dia).

Apesar disso, ainda não é possível afirmar que estas são características que se repetam com frequência, pois a atuação de sistemas atmosféricos de escala superior não são as únicas causas da formação da CLA mais profunda ou mais rasa. É necessário que se leve em consideração, principalmente, o efeito da superfície. Para se afirmar com total certeza, é indispensável o estudo de um longo período de dados, além da determinação de outras quantidades, como os fluxos de calor, *momentum* e umidade, por exemplo.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. **Köppen's climate classification map for Brazil**. Meteorologische Zeitschrift. 22, 711–728, 2013.
- ANDREAS, E. L.; CLAFFEY, K. J.; MAKSHITAS, A. P. **Low-level atmospheric jets and inversions over the western Weddell Sea**. Bound.-Layer Meteor. 97, 459-486, 2000.
- ANGEVINE, W. M. **Transitional, entraining, cloudy, and coastal boundary layers**. Acta Geophys. 56, 2–20, 2008.
- ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. San Diego: Academic Press, 307p, 1988.
- AVELINO, M. R. **An experimental/numerical study of the turbulent boundary layer development along a surface with a sudden change in roughness**. J. Braz. Soc. Mech. Sci. 22, 93-104, 2000.
- BAKLANOV, A.; GRISOGONO, B.; BORNSTEINS, R.; MAHRT, L.; ZILITINKEVICH, S.; TAYLOR, P.; LARSEN, S.; ROTACH, M.; FERNANDO, H. J. S. **On the nature, theory, and modelling of atmospheric planetary boundary layers**. Bull. Amer. Meteor. Soc. 92, 123–128, 2010.
- BANTA, R. M. **Stable boundary-layer regimes from the perspective of the low-level jet**. Acta. Geophys. 56, 58-87, 2008.
- BEHRENDT, A.; PAL, S.; AOSHIMA, F.; BENDER, M.; BLYTH, A.; CORSMEIER, U.; CUESTA, J.; DICK, G.; DORNINGER, M.; FLAMANT, C.; Di GIROLAMO, P.; GORGAS, T.; HUANG, Y.; KALTHOFF, N.; KHODAYAR, S.; MANNSTEIN, H.; WULFMEYER, V. **Observation of Convection Initiation Processes with a Suite of State-of-the-Art Research Instruments during COPS IOP8b**. Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 137, 81–100, doi:10.1002/qj.758, 2011.
- BETTS, A. K. **Diurnal Cycle**, in Encyclopedia of Atmospheric Sciences, J. R. Holton, J. Pyle and J. A. Curry, 640-643, Academic Press, London, 2003.
- BEYRICH, F. **Mixing Height Estimation from Sodar Data - A critical discussion**. Atmos. Environ. 31, 3941-3953, 1997.
- BEYRICH, F.; LEPS, J.P.; MAUDER, M.; BANGE, J.; FOKEN, T.; HUNEKE, S.; LOHSE, H.; LÜDI, A.; MEIJNINGER, W. M. L.; MIRNONOY, D.; WEISENSEE, U.; ZETTEL, P. **Area-averaged surface fluxes over the LITFASS region based on eddy covariance measurements**. Bound.-Layer Meteorol. 121, 33–65, 2006.

BEYRICH, F.; BANGE, J.; HARTOGENSIS, O. K.; RAASCH, S.; BRAAM, M.; VAN DINTHER, D.; GRÄF, D.; VAN KESTEREN, B.; VAN DEN KROONENBERG, A. C.; MARONGA, B.; MARTIN, S.; MOENE, A. F. **Towards a validation of scintillometer measurements: the LITFASS-2009 experiment.** Bound.-Layer Meteorol. 144, 83–112, 2012.

BRAAM, M.; BOSVELD, F. C.; MOENE, A. F. **On the Monin–Obukhov scaling in and above the atmospheric surface layer: the complexities of elevated scintillometer measurements.** Bound.-Layer Meteorol. 144, 157–177, 2012.

BRADLEY, E. F. **A Micrometeorological Study of Velocity Profiles and Surface Drag in the Region Modified by a Change in Surface Roughness,** Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 94, 361-379, 1986.

CALHEIROS, A. J. P. **Propriedades Radiativas e Microfísicas das Nuvens Continentais: Uma Contribuição Para a Estimativa da Precipitação de Nuvens Quentes Por Satélite.** INPE, 2013. Tese (Doutorado em Meteorologia), Curso de Pós-Graduação em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.; KAUFMANN, T. **Determinação da altura da Camada Limite Planetária na Floresta Amazônica utilizando um ceilometer.** Ciência e Natura 38, 460-466, 2016.

CHUVA PROJECT. **Processos de Nuvens Associados aos principais Sistemas Precipitantes no Brasil: Uma contribuição a Modelagem da Escala de Nuvens e ao GPM (Medida Global de Precipitação).** Disponível em < <http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/missao.jsp> >. 2009. Acesso em: 09 de março de 2016.

COMPANHIA DO DESENVOLVIMENTO DOS VALES DO SÃO FRANCISCO E DO PARNAÍBA (CODEVASF). **Projeto semiárido: plano de desenvolvimento sustentável da bacia do rio São Francisco e do semiárido nordestino.** Relatório Técnico. Brasília, 1998.

CORRÊA, C. S. **Estudo micrometeorológico da Camada Limite Planetária Estável na Região de Porto Alegre.** Porto Alegre. Dissertação (mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 61 p, 1997.

CORRÊA, C. S. **Estudo estatístico da ocorrência de jatos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera e a sua relação com eventos de intensa precipitação pluvial no Rio Grande do Sul.** UFRGS, 2005. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e

Saneamento Ambiental), Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.

DU, C.; LIU, S.; YUL, X.; LIL, X.; CHEN, C.; PENG, Y.; DONG, Y.; DONG, Z.; WANG, F. **Urban Boundary Layer Height Characteristics and Relationship with Particulate Matter Mass Concentrations in Xi'an, Central China.** *Aerosol Air Qual. Res.* 13, 1598–1607, 2013.

DURAND, P.; DRUILHET, A.; BRIERE, S. **A sea-land transition observed during the COAST Experiment.** *J. Atmos. Sci.* 46, 96-116, 1989.

ESAU, I. **Analysis of the planetary boundary layer with a database of large-eddy simulation experiments.** arXiv preprint arXiv:1011.1815, 2010.

FISCH, G. **Camada Limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem.** PhD Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 138 p. (in Portuguese), 1995.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; LYRA, R. F. DA F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. 2004. **The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia.** *Theor. Appl. Climatol.* 78, 47-59, 2004.

FRISCH, A.S.; Orr, B.W.; MARTNER, B.E. **Doppler radar observations of the development of a boundary-layer nocturnal jet.** *Mon. Weather Rev.* 120, 3–16, 1992.

FU, Q.; BAKER, M.; HARTMANN, D. L. **Tropical cirrus and water vapor: an effective Earth infrared iris feedback?** *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 1, 221–238, 2001.

GASPARETTO, P. **Relações entre a altura média da Camada Limite Planetária e as condições de instabilidade atmosférica na Região Metropolitana de Fortaleza – Ceará.** Fortaleza. Monografia (graduação em Física) - Universidade Estadual do Ceará. 2011.

GRANADOS-MUÑOZ, M. J.; NAVAS-GUZMÁN, F.; BRAVO-ARANDA, J. A.; GUERRERO-RASCADO, J. L.; LYAMANI, H.; FERNÁNDEZ-GÁLVEZ, J.; ARBOLEDAS, L. A. **Automatic determination of the planetary boundary layer height using lidar: One-year analysis over southeastern Spain.** *J. Geophys. Res.* 117, 2012.

GROß, S.; GASTEIGER, J.; FREUDENTHALER, V.; WIEGNER, M.; GEIß, A.; SCHLADITZ, A.; TOLEDANO, C.; KANDLER, K.; TESCHE, M.; ANSMANN, A.; WIEDENSOHLER, A. **Characterization of the planetary boundary layer during SAMUM-2 by means of lidar measurements.** *Tellus B*, 63, 2011.

- GURGEL, J.B.S. **Sobre a produção de pescados dos açudes públicos do semiárido Nordeste brasileiro.** VILA, I. e FAGETTI, E. Trabajos presentados al Taller Internacional sobre ecología y manejo de peces en lagos y embalses. Santiago: COPESCAL/FAO. Doc. Téc. 54-64, 1984.
- GUTIÉRREZ, J. M.; CANO, R.; COFIÑO, A. S.; SORDO, C. M. **Redes probabilísticas y neuronales em las ciencias atmosféricas.** Series Monográficas del Instituto Nacional de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 2004.
- HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. **Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies.** J. Geophys. Res. (Atmos.). 98, 5093-5102, 1993.
- HOLTON, J. R.; PYLE, J.; CURRY, J. A. **Enciclopedia of Atmospheric Sciences.** Elsevier Science Ltd. 2002.
- HOLZWORTH, G. (1967). **Mixing Depths, Wind Speeds and Air Pollution Potential for Selected Locations in the United States.** J. Appl. Meteorol. 6, 1039–1044, 1967.
- IBGE. **O Brasil estado por estado.** Disponível em <<http://www.ibge.gov.br/estadosat/perfil.php?sigla=ce>>. 2015. Acesso em: 09 de março de 2016.
- KAUFMANN, T.; FISCH, G. **Validação do modelo LES PALM por meio de dados de radiossondagens e de aeronave coletados durante o Experimento GoAmazon.** Ciência e Natura, Santa Maria, 38 Ed. Especial - IX Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 34 – 40, 2016.
- KALLISTRATOV, M. A.; KOUZNETSOV, R. D.; KRAMAR, V. F.; KUZNETSOV, D. **D. Profiles of wind speed variances within nocturnal low-level jets observed with a sodar.** J. Atmos. Ocean. Technol. 30, 1970–1977, 2013.
- KUBOTA, P. **Camada Limite do Pantanal: análise observacional e simulação numérica.** São José dos Campos. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 125 p., 2002.
- LAPWORTH, A. J. **Observations of the site dependency of the morning wind and the role of gravity waves in the transitions.** Q. J. R. Meteorol Soc. 141, 27–36, 2015.
- LI, D.; BOU-ZEID, E.; DE BRUIN, H. A. R. **Monin–Obukhov similarity functions for the structure parameters of temperature and humidity.** Bound.-Layer Meteorol. 145, 45–67, 2012.
- LIMA, M. A.; WILSON, J. W. **Convection storm initiation in a moist tropical environment.** Mon. Weather Ver. 136, 1847-1864, 2008.

- LIU, S.; LIANG, X. Z. **Observed Diurnal Cycle Climatology of Planetary Boundary Layer Height**. *J. Clim.* 23, 5790–5809, 2010.
- MACHADO, A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. **Circulações locais durante o experimento meteorológico do Projeto RADASP**. VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Anais, Salvador-BA, 310-314, 1990.
- MAHRT, L. **Stably stratified atmospheric boundary layers**. *Annual. Ver. Fluid. Mech.* 46, 23–45, 2014.
- MAHRT, L.; VICKERS, D.; NAKAMURA, R.; SOLER, M. R.; SUN, J.; BURNS, S.; LENSCHOW, D. H. **Shallow drainage flows**. *Bound.-Layer Meteor.* 101, 243-260, 2001.
- MORAIS, D. A. E. F.; MAIA, A. S. C.; SILVA, R. G.; VASCONCELOS, A. M.; LIMA, P. O.; GUILHERMINO, M. M. **Variação anual de hormônios tireoideanos e características termorreguladoras de vacas leiteiras em ambiente quente**. *R. Bras. Zootec.*, Viçosa. 37, 538-545, 2008.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. **On the dynamics of droughts in NE Brazil: observation, theory and numerical experiments with a GCM**. *J. Atmos. Sci.* 38, 2653-2675, 1981.
- NADEAU, D. F.; PARDYJAK, E. R.; HIGGINS, C. W.; FERNANDO, H. J. S.; PARLANGE, M. B. **A simple model for the afternoon and early evening decay of convective turbulence over different land surfaces**. *Bound.-Layer Meteorol.* 141, 301–324, 2011.
- NOZAKI, K.Y. **Mixing Depth Model Using Hourly Surface Observations**. Report 7053, USAF Environ. Techn. Appl. Center, 1973.
- ORLANSKI, I. **A rational subdivision of scales for atmospheric processes**. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 56, 527–530, 1975.
- PASQUILL, F. **The Estimation of the Dispersion of Windborne Material**. *Meteor. Mag.* 90, 33–49, 1961.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 478 p, 2002.
- PEREIRA, L. G.; RUTLEDGE, S. A. **Diurnal Cycle of Shallow and Deep Convection for a Tropical Land and an Ocean Environment and Its Relationship to Synoptic Wind Regimes**. *Mon. Weather Ver.* 134, 2688–2701, 2006.
- REUTER, E. D. J.; FISCH, G.; MOTA, G. V. M.; COHEN, J. C. P. **Estudo observacional da Camada Limite Planetária marinha na região do centro de lançamentos de Alcântara-MA**. *Rev. Bras. Meteor.* 19, 251-264, 2004.

- RIBEIRO, A. G. **As escalas do clima**. Bol. Geo. Teor. 23, 288-294, 1993.
- RIBEIRO, F. N. D.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P. **The co-influence of the sea breeze and the coastal upwelling at Cabo Frio: a numerical investigation using coupled models**. Braz. J. Oceanogr. 59, 131–144, 2011a.
- RIBEIRO, F. N. D.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P. **Sea-breeze and topographic influences on the planetary boundary layer in the coastal upwelling area of Cabo Frio (Brazil)**. Bound.-Layer Meteorol. 158, 139-150, 2016.
- RICKENBACH, T. M.; NIETO FERREIRA, R.; HALVERSON, J.; HERDIES, D. L.; SILVA DIAS, M. A. F. **Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts**. J. Geophys. Res. 107, 8040, 2002.
- RODRIGUES, L. A.; KRISCHE, N. **Sistema automático de armazenamento e disponibilização dos dados coletados no I Experimento Meteorológico de Rio Grande – Projeto QUARELP**. Revista Ciência & Natura, vol. Especial, 269-272, 2003.
- RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. **A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling**. Cont. Shelf. Res. 21, 371–394, 2001.
- SANTOS, L. A. R.; 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. Meteor. 22, 322-328, 2007.
- 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. 34, 1001-1027, 2000.
- SEIDEL, D. J.; AO, C. O.; LI, K. **Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis**. J. Geophys. Res., vol. 115, d16113, 2010.
- SICARD, M.; PÉREX, C.; ROCADEMBOSCH, F.; BALDASANO, J. M.; GARCÍA-VIZCAINO, D. **Mixed layer determination in the Barcelona coastal area from regular lidar measurements: methods, results and limitations**. Bound.-Layer Meteorol. 119, 135–157, 2006.
- SILVA DIAS, M. A. F.; REGNIER, P. **Simulation of Mesoscale circulations in a deforested area of Rondonia in the dry season**. In: Amazonian Deforestation and Climate. J. Gash, C. Nobre, J. Roberts, R. Victoria, Eds., John Wiley & Sons, 531-547, 1996.

- SMITH, E. K., WEINTRAUB, S. **The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies.** Proc. Inst. Radio Eng. 41, 1035–1037, 1953.
- SNIVELY, J. B. **Atmospheric Equilibrium, Stability And Instability.** EP711 Supplementary Material. Embry-Riddle Aeronautical University, 2014.
- SORBJAN, Z. **A numerical study of daily transitions in the convective boundary layer.** Bound.-Layer Meteorol. 123, 365–383, 2007.
- SOUZA, E. P.; E. M. SILVA. **Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala: Descrição e testes de sensibilidade do esquema.** Rev. Bras. Meteor. 18, 33-42, 2003.
- STAGE, S. A.; WELLER, R. A. **The frontal air-sea interaction experiment, part II: experimental plan.** Bull. Amer. Meteor. Soc. 67, 16-20, 1986.
- STRONG, C.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BETTS, A.K. **Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in southwestern Amazonia.** J. Appl. Meteor. 44, 1607-1619, 2005.
- STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology.** Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 666 p., 1988.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science - an introductory survey, second edition.** Academic Press, 483 pp, 2006.
- WITHEMAN, C. D.; XINDI, B.; ZHON, S. **Low Level Jet Climatology from Enhanced Rawinsonde Observations Atmosfera a Site in the Southern Great plains.** J. Appl. Meteor. 36, 1363-1376, 1997.
- XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A. F. S.; SILVA DIAS, P. L. S.; SILVA DIAS, M. A. F. **A Zona de Convergência Intertropical – ZCIT e suas relações com a chuva no Ceará (1964-98).** R. Bras. Meteor. 15, 27-43, 2000.