

**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

Luana dos Santos Ferreira

**Processos e Trocas Energéticas no
Desenvolvimento da Camada Limite Planetária**

Campina Grande, fevereiro de 2022



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PROCESSOS E TROCAS ENERGÉTICAS NO DESENVOLVIMENTO DA
CAMADA LIMITE PLANETÁRIA**

LUANA DOS SANTOS FERREIRA

Campina Grande - PB

Fevereiro / 2022

LUANA DOS SANTOS FERREIRA

**PROCESSOS E TROCAS ENERGÉTICAS NO DESENVOLVIMENTO DA CAMADA
LIMITE PLANETÁRIA**

Trabalho de dissertação de Mestrado, apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande escalas

Subárea: Micrometeorologia

Orientadora: Prof^ª. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara

Campina Grande – PB

Fevereiro - 2022

F383p

Ferreira, Luana dos Santos.

Processos e trocas energéticas no desenvolvimento da camada limite planetária / Luana dos Santos Ferreira. – Campina Grande, 2022.

119 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2022. "Orientação: Profa. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara". Referências.

1. Meteorologia de Meso e Grande Escalas – Amazônia. 2. Altura da Camada Limite Planetária (CLP). 3. Balanço de Radiação. 4. Turbulência. I. Alcântara, Clênia Rodrigues. II. Título.

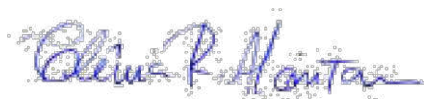
CDU 551.515.6(811.3)(043)

LUANA DOS SANTOS FERREIRA

PROCESSOS E TROCAS ENERGÉTICAS NO DESENVOLVIMENTO DA
CAMADA LIMITE PLANETÁRIA

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 24/02/2022

BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA

Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas

Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA

Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas

Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. RICARDO FERREIRA CARLOS DE AMORIM

Instituto de Ciências Atmosféricas

Universidade Federal de Alagoas

DEDICATÓRIA

“Assim que tenho visto que não há coisa melhor do que alegrar-se o homem nas suas obras, porque essa é a sua recompensa; pois quem o poderá fazê-lo ver o que acontecerá depois de morto?”

(Eclesiastes 3.22)

Dedico este trabalho a mim, por ter vivido, sobrevivido e não ter desistido.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus, pela minha vida, pelos direcionamentos e toda força a mim concedida nesta minha caminhada.

Aos meus pais, Heleno e Regina, pelo apoio sempre, me ensinando e encorajando a lutar por meus objetivos, em especial a minha mãe, que é exemplo de força, coragem, garra e honestidade.

Ao Edson Matias, amigo sempre presente (mesmo estando fisicamente longe), por ser paciente nos meus momentos de surtos, transmitindo força e acreditando em mim e no meu potencial, obrigada sempre pelo apoio e companheirismo.

A esta instituição de ensino por proporcionar o ambiente de aprendizado até mesmo em meio a uma pandemia.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de pesquisa.

A professora Dra. Clênia Rodrigues Alcântara, pela orientação, apoio e confiança dada durante todo o percurso até aqui.

Aos demais professores por todo ensinamento apresentado.

E a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para meu crescimento pessoal e profissional, o meu muito obrigada.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Demonstração do perfil vertical da terra indicando a CLP como a camada mais próxima da troposfera.....	5
FIGURA 2 - Evolução e estrutura da CLP (CS - camada limite superficial, CM - camada de mistura, CE - camada de entranhamento, CLE - camada limite estável, CMR - camada de mistura residual e CI - camada de inversão).....	6
FIGURA 3 - Perfis verticais diurnos (a) e noturnos (b) da temperatura (T), temperatura potencial (θ), umidade específica (q), e velocidade do vento (V). Vg mostra o vento geostrófico e Zi a altura da CI que equivale a altura da CLP.....	7
FIGURA 4 - Esboço de (a) vento médio, (b) ondas e (c) turbulência.....	14
FIGURA 5 - Representação do Método das parcelas.....	15
FIGURA 6 - Ceilômetro Modelo CL31 utilizado neste estudo.....	17
FIGURA 7 - Área de estudo, localizada na estação experimental GoAmazon 2014/2015 no município de Manacapuru.	26
FIGURA 8 - Equipamento de lançamento das sondagens do projeto GoAmazon.....	28
FIGURA 9 - Precipitação acumulada mensal para 2015.....	32
FIGURA 10 - Precipitação acumulada mensal e diária de janeiro (gráficos em azul) e setembro (gráficos em vermelho) de 2015.....	32
FIGURA 11 - Perfis de θ e θ_v para o horário das 01:30 HL do mês de setembro.	35
FIGURA 12 - Perfis verticais da velocidade do vento na CLE para o mês de setembro.	37
FIGURA 13 - Perfis de θ e θ_v para o horário das 13:30h do mês de setembro.....	41
FIGURA 14 - Perfis de Vento durante os dias do mês de setembro analisados para CLC.	43
FIGURA 15 - Perfis verticais do número de Richardson Bulk (Rib) com limiar 0,25 (linha vermelha) para CLE.....	46
FIGURA 16 - Perfis verticais do número de Richardson Bulk (Rib) com limiar 0,25 (linha vermelha) para a CLC.....	49
FIGURA 17 - Série temporal da altura da CLP no Ceilômetro.....	52
FIGURA 18 - Série temporal diária da perturbação (Turbulência) ocorrida durante o mês de setembro.	58
FIGURA 19 - Balanço de Energia dos dias analisados do mês de setembro de 2015, onde mostra o Fluxo de Calor no Solo (QG – linha preta), Fluxo de Calor Sensível (QH – linha vermelha), Fluxo de Calor Latente (QE – linha verde) e o Saldo de Radiação (Rn – linha amarela).	62
FIGURA 20 - Variação diária da temperatura durante o mês de setembro.....	66

FIGURA 21 - Perfis de θ e θ_v para o horário das 01:30 HL do mês de janeiro/2015.....	72
FIGURA 22 - Perfis de Vento para CLE durante os dias analisados do mês de janeiro.....	75
FIGURA 23 - Perfis de θ e θ_v para o horário das 13:30h do mês de janeiro/2015.	78
FIGURA 24 - Perfis de vento para CLC durante os dias analisados no mês de janeiro.	79
FIGURA 25 - Perfis verticais do número de Richardson Bulk (Rib) com limiar 0,25 (linha vermelha) para CLE no mês de janeiro.	80
FIGURA 26 - Perfis verticais do número de Richardson Bulk (Rib) com limiar 0,25 (linha vermelha) para CLC no mês de janeiro.	83
FIGURA 27 - Série temporal da altura da CLP do Ceilômetro para janeiro/2015.....	85
FIGURA 28 - Série temporal diária da perturbação do vento (Turbulência) ocorrida durante o mês de janeiro.....	87
FIGURA 29 - Balanço de Energia dos dias analisados do mês de janeiro de 2015, onde mostra o Fluxo de Calor no Solo (QG – linha preta), Fluxo de Calor Sensível (QH – linha vermelha), Fluxo de Calor Latente (QE – linha verde) e Saldo de Radiação (Rn – linha amarela).....	91
FIGURA 30 - Variação diária da temperatura durante o mês de janeiro de 2015.....	93

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Dias do mês de janeiro/2015 com ocorrência (X) e não ocorrência (OK) de precipitação nos horários (ou próximo aos horários) das radiossondagens.....	29
TABELA 2 - Dias do mês de setembro/2015 com ocorrência (X) e não ocorrência (OK) de precipitação nos horários (ou próximo aos horários) das radiossondagens.....	30
TABELA 3 - Dados de altura, temperatura potencial (θ) e temperatura potencial virtual (θ_v) da CLE e CLP para os dias analisados.	34
TABELA 4 - Dados de altura do perfil de θ e θ_v , temperatura potencial (θ) e temperatura potencial virtual (θ_v) da CLC para os dias analisados.	40
TABELA 5 - Alturas do topo da Camada Limite Planetária avaliadas para a temperatura potencial (esquerda) e ceilômetro (centro) durante o período noturno (CLE) e diurno (CLC) para o mês de setembro/2015 e diferença em porcentagem (direita) em que o ceilômetro subestimou/superestimou o perfil de temperatura potencial.	51
TABELA 6 - Dados de altura, temperatura potencial (θ) e temperatura potencial virtual (θ_v) da CLE e CLP para os dias analisados do período chuvoso.	71
TABELA 7 - Dados de altura do perfil de θ e θ_v , temperatura potencial (θ) e temperatura potencial virtual (θ_v) da CLC para os dias analisados para janeiro.	77
TABELA 8 - Alturas do topo da Camada Limite Planetária analisadas para a temperatura potencial (esquerda) e ceilômetro (centro) durante o período noturno (CLE) e diurno (CLC) para o mês de janeiro/2015 e a diferença em porcentagem (direita) em que o ceilômetro subestimou/superestimou o perfil de temperatura potencial.	84

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AL	Atmosfera Livre
ARM	<i>Atmospheric Radiation Measurement</i>
CI	Camada de Inversão
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLN	Camada Limite Noturno
CLNE	Camada Limite Noturna Estável
CLP	Camada Limite Planetária
CLU	Camada Limite Urbana
CM	Camada de Mistura
CN	Camada Neutra
CR	Camada Residual
CS	Camada Superficial
ECT	Energia Cinética de Turbulência
EMA	Estação Meteorológica Automática
EN	El Niño
GABLS	<i>Atmospheric Boundary Layer Study</i>
GOAmazon	<i>Green Ocean Amazon</i>
GPSRO	<i>Global Positioning System Radio Occultation</i>
H	Fluxo de Calor Sensível
HL	Hora Local
JBN	Jatos de Baixos Níveis
JN	Jatos Noturnos
LE	Fluxos De Calor Latente
LIDAR	<i>Light Detection And Ranging</i>
Rib	Número De Richardson Bulk

RS	Radiossondagem
UTC	<i>Coordinated Universal Time</i>
WRF	<i>Weather Research And Forecasting</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZE	Zona De Entranhamento

PROCESSOS E TROCAS ENERGÉTICAS NO DESENVOLVIMENTO DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA

RESUMO

A Camada Limite Planetária (CLP) por ser a camada mais baixa da troposfera é muito influenciada pela troca de calor, fluxos de momentum e velocidade do vento ocorridos próximo a superfície. Sendo assim, com o propósito de aumentar o entendimento dos processos físicos relacionados ao desenvolvimento da CLP, este estudo analisa a altura da camada limite planetária e sua relação com o balanço de radiação e turbulência, utilizando perfis verticais de temperatura potencial, vento e balanço de radiação, para uma série temporal realizada durante o experimento GOAmazon (*Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon*) dentro da região da Amazônia (Manacapuru), para um mês seco e um mês chuvoso do ano de 2015. Os resultados mostraram que a turbulência teve maior intensidade no mês seco devido à forte ocorrência do fluxo de calor sensível. Para o mês chuvoso, devido a ocorrência de precipitação e nebulosidade, observou-se uma menor ocorrência de radiação. Em razão da ocorrência da menor radiação chegando na camada superficial, houve um menor fluxo de calor sensível, o qual cooperou para uma menor temperatura à superfície, assim como influenciou também para ocorrência de uma turbulência mais fraca. Sendo assim, se observou alturas mais baixas da Camada Limite Planetária no mês mais chuvoso, em comparação ao mês seco.

Palavra-chave: Altura da Camada Limite Planetária (CLP); Balanço de Radiação; Turbulência; Amazônia.

ENERGY PROCESSES AND EXCHANGES IN THE DEVELOPMENT OF THE PLANETARY BOUNDARY LAYER

ABSTRACT

The Planetary Boundary Layer (PBL) is the lowest layer of the troposphere and is greatly influenced by heat exchange, momentum fluxes and wind speeds occurring near the surface. Therefore, with the purpose of increasing the understanding of the physical processes related to the development of the PBL, this study analyzes the height of the planetary boundary layer and its relationship with the radiation balance and turbulence, using vertical profiles of potential temperature, wind and radiation balance, for a time series carried out during the GOAmazon experiment (*Observations and Modeling of the Green Ocean*) within the Amazon region (Manacapuru), for a dry and rainy month in 2015. The results showed that the turbulence had greater intensity in the dry month due to the strong occurrence of sensible heat flux. The rainy month, due to the occurrence of precipitation and cloudiness, a lower occurrence of radiation was observed. Due to the occurrence of less radiation reaching the surface layer, there was a lower flow of sensible heat, which cooperated for a lower surface temperature, as well as influencing the occurrence of a weaker turbulence. Therefore, lower heights of the Planetary Boundary Layer were observed in the wettest month compared to the dry month.

Keywords: Planetary boundary layer height (PBL); Radiation Balance; Turbulence; Amazon.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	1
2	OBJETIVOS.....	4
2.1	OBJETIVO GERAL.....	4
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
3.1	CAMADA LIMITE PLANETÁRIA.....	5
3.2	MÉTODOS PARA DEFINIÇÃO DA ALTURA DA CLP	14
3.2.1	<i>Método das Parcelas.....</i>	<i>14</i>
3.2.2	<i>Ceilômetro</i>	<i>17</i>
3.2.3	<i>Número de Richardson bulk (Rib).....</i>	<i>18</i>
3.2.4	<i>Instrumentos de Sensoriamento Remoto</i>	<i>20</i>
3.2.5	<i>Modelagem Numérica.....</i>	<i>21</i>
3.3	AMAZÔNIA.....	23
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	26
4.1	ÁREA DE ESTUDO.....	26
4.2	DADOS.....	27
4.3	METODOLOGIA	28
4.3.1	<i>Perfis de θ e θ_v.....</i>	<i>28</i>
4.3.2	<i>Perturbação do vento.....</i>	<i>30</i>
4.3.3	<i>Número de Richardson bulk (Rib).....</i>	<i>30</i>
4.3.4	<i>Ceilômetro</i>	<i>31</i>
4.3.5	<i>Balanço de energia.....</i>	<i>31</i>
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	31
5.1	PRECIPITAÇÃO	31
5.2	ESTAÇÃO SECA.....	33
5.2.1	<i>Perfil de θ e θ_v.....</i>	<i>33</i>
5.2.2	<i>Perfil de Vento na CLE.....</i>	<i>36</i>
5.2.3	<i>Perfil de vento na CLC</i>	<i>42</i>
5.2.4	<i>Número de Richardson bulk.....</i>	<i>45</i>
5.2.5	<i>Ceilômetro</i>	<i>50</i>
5.2.6	<i>Turbulência.....</i>	<i>56</i>
5.2.7	<i>Balanço de energia.....</i>	<i>61</i>
5.2.8	<i>Perturbação da Temperatura.....</i>	<i>65</i>

5.3	ESTAÇÃO CHUVOSA.....	70
5.3.1	<i>Perfil de θ e θ_v</i>	70
5.3.2	<i>Perfil de Vento na CLE</i>	74
5.3.3	<i>Perfil de Vento na CLC</i>	78
5.3.4	<i>Número de Richardson Bulk</i>	79
5.3.5	<i>Ceilômetro</i>	83
5.3.6	<i>Turbulência</i>	86
5.3.7	<i>Balanço de Energia</i>	90
5.3.8	<i>Perturbação da Temperatura</i>	92
6	CONCLUSÕES	97
	REFERÊNCIAS	98

1 INTRODUÇÃO

A Camada Limite Planetária (CLP) é a camada mais baixa da troposfera onde o vento é influenciado pelo atrito com a superfície e cuja profundidade (altura) não é constante. Entre a superfície da terra e a troposfera livre ocorrem, através da CLP, as trocas de momentum, água, calor e poluentes do ar (GUO *et al.*, 2016). Com isso, a CLP vem sendo estudada há algumas décadas na tentativa de se entender sua evolução, suas características e sua participação na distribuição dos poluentes que a compõem. Dessa forma, segundo Baklanov *et al.* (2011), uma representação correta da CLP é crucial para diferentes tipos de estudos, como o estudo da qualidade do ar, a evolução nas técnicas agrícolas, previsão numérica do tempo e a modelagem climática.

Por ser um fator fundamental para determinar a extensão da turbulência e a dispersão dos poluentes é importante conhecer a evolução da CLP para a previsão do tempo (DABBERDT *et al.*, 2004), pois a propagação da turbulência na CLP desempenha um papel importante na evolução de fenômenos atmosféricos mais baixos, como o desenvolvimento de tempestades convectivas e difusão e transporte de poluição (BOADH *et al.*, 2016, p.62). Conforme verificado por Carneiro *et al.* (2020), os termos da equação da Energia Cinética Turbulenta (ECT) têm um papel fundamental para entender a estrutura da turbulência em micrometeorologia, pois quantificam a intensidade da turbulência e descrevem, por meio de processos físicos, as propriedades da CLP, e essa medição está diretamente ligada ao transporte de calor, umidade e momentum dentro dela.

De acordo com Holtslag *et al.* (2013), na CLP, com escalas de tempo entre frações de segundos a uma hora, a turbulência é tridimensional e caótica, havendo ocorrência de transporte turbulento entre a atmosfera e a superfície terrestre e, dependendo do forçante, em pouco tempo pode variar sua classificação em Camada Limite Convectiva (CLC), Camada Residual (CR) e Camada Limite Estável (CLE), possuindo cada uma um conjunto de características resultante da interação dos fluxos turbulentos (CORRÊA, 1997) que ocorrem durante o dia e a noite. Segundo Blay-Carreras *et al.* (2014), entre a CLE e a Atmosfera Livre (AL) pode existir uma camada estratificada neutra chamada de Camada Residual (CR), resultante da queda da turbulência da CLC do dia anterior.

De acordo com Santos e Fisch (2007), para compreensão da estrutura e processos físicos e dinâmicos que acontecem no interior da CLC é importante o conhecimento da sua profundidade, sendo está uma das variáveis mais importantes de se conhecer e prever; pois a turbulência na CLC, segundo MUPPA *et al.* (2015), causa o transporte vertical de calor e umidade. Além disso, segundo Neves e Fisch (2015), a altura é uma característica importante

desta camada, pois também estabelece o volume onde a fonte de poluentes pode se dispersar, sendo assim uma importante variável para a modelagem de dispersão atmosférica. De acordo com Chan e Wood (2013), uma descontinuidade ou mudança brusca da temperatura e pressão de vapor de água, geralmente é o que marca o topo da CLP.

A CLP tem sido alvo de muitos trabalhos nas últimas décadas, e em estudos mais recentes têm sido abordados assuntos como a qualidade do ar e previsão da altura, umidade, ventos e temperatura (DAVY; ESAU, 2016; BOADH *et al.*, 2017), a determinação de seu topo (BASHA *et al.*, 2018), sua altura (FENG; WU; YAN, 2015; DANCHOVSKI *et al.*, 2019; SU; LI; KAHN, 2020), profundidade da CLC e CLE (MIAO *et al.*, 2017; THOMAS *et al.*, 2018), interações entre a superfície e a atmosfera (SANTANELLO *et al.*, 2018), diferenças entre as estações e o fluxo de calor sensível (MACEDO; FISCH, 2018; BISCARO *et al.*, 2021), métodos para identificar a altura desta camada (LI *et al.*, 2017; CARNEIRO; FISCH, 2019; GHOLAMI *et al.*, 2021), entre outros.

Devido às dificuldades em fazer medições contínuas da altura da CLP, especialmente em áreas remotas, o avanço de ferramentas computacionais para a realização de estudos gerais de modelagem, particularmente na área de Micrometeorologia, tem se tornado cada vez mais uma alternativa poderosa (CARNEIRO *et al.*, 2021). Segundo DANG *et al.* (2019), há uma necessidade de mais trabalhos para a CLE e na CLC durante os períodos de transição, no início da manhã e no final da tarde. A velocidade do vento e o balanço de energia ao longo da CLP durante o período seco na região da Amazônia ainda não foram muito bem estudados, e conforme Macedo e Fisch (2018), apesar da importância da irradiância solar, os estudos que quantificam o fluxo de radiação solar que atinge a superfície ainda são poucos.

Esse estudo é importante, pois conhecer corretamente a CLP é essencial para se observar a emissão das variáveis e dos poluentes que a compõem (aerossóis, fuligem, poeiras, fumaças, CO₂ etc.), principalmente para os estudos da qualidade do ar sobre essa região que vem sendo extremamente desmatada nos últimos anos. Essas áreas desmatadas modificam a quantidade de radiação que chega ao solo, assim como a ocorrência da turbulência que se forma. Segundo Lyra *et al.* (1999), em seu estudo para estação seca e chuvosa em dois sítios experimentais de floresta e pastagem localizados na região de Rondônia durante o período de 1991-1996, a cobertura vegetal à superfície pode alterar diretamente a entrada de energia/água na atmosfera e o saldo de radiação em um local constitui-se em uma variável fundamental na modelagem dos fluxos de propriedades físicas (massa e energia) na CLP.

Este estudo tem o intuito de melhor compreender as trocas energéticas nas interações entre superfície e CLP na região amazônica, focando nos processos radiativos e turbulentos,

para melhor conhecer a relação entre as alturas estimadas pelos perfis de θ e θ_v e sua relação com os fluxos de calor sensível e latente e perturbação do vento, pois saber como esses fluxos se comportam é importante para a meteorologia, agricultura, hidrologia e também em aplicações econômicas, com relação ao transporte dos poluentes na atmosfera. Portanto, este trabalho mostra a relação entre ocorrência de turbulência e os fluxos de energia no desenvolvimento da CLP para melhor entender essas relações na formação da camada.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Este trabalho tem como objetivo realizar análises dos processos e as trocas de energia na altura da Camada Limite Planetária, assim como também caracterizar a camada limite planetária na região Amazônica para o período seco e chuvoso de 2015.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

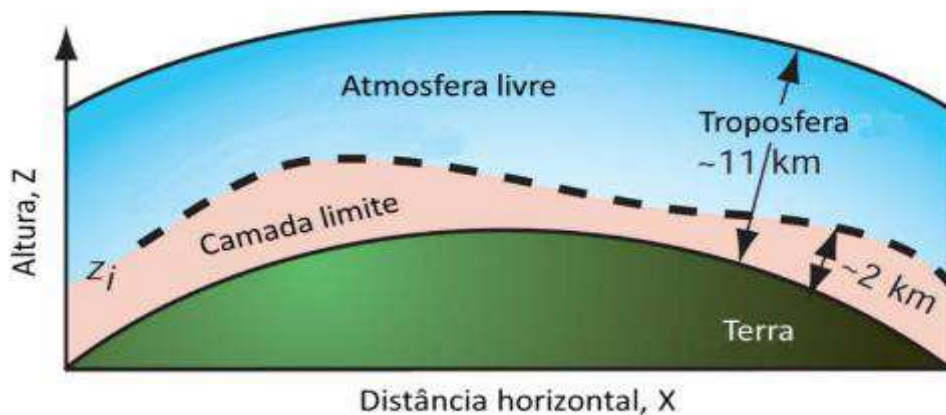
- i) Analisar as interações entre superfície e atmosfera na CLE e CLC, através dos dados do projeto GOAmazon;
- ii) Identificar as relações entre os processos turbulentos e de trocas de energia na camada limite planetária.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 CAMADA LIMITE PLANETÁRIA

A camada limite planetária ou atmosférica (CLP ou CLA) é descrita como a camada próxima à superfície da terra com significativas transferências turbulentas de calor, massa e momentum ocorrendo ao longo de um período da ordem de uma hora, possuindo também processos atmosféricos devido à convecção térmica e mecânica durante o dia e condições de turbulência que permanecem e evoluem durante a noite (Fig.1) (AO *et al.*, 2012; MCGRATH-SPANGLER; DENNING, 2013; LOTHON *et al.*, 2014; NEVES; FISCH, 2015; LIU *et al.*, 2015; PAL; HAEFFELIN, 2015; CHEN *et al.*, 2016).

FIGURA 1 - Demonstração do perfil vertical da terra indicando a CLP como a camada mais próxima da troposfera.



Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

Segundo BOADH *et al.* (2016), as propriedades físicas e térmicas da superfície, juntamente com a dinâmica e termodinâmica da atmosfera inferior determinam a profundidade e a estrutura da CLP, e o seu estado termodinâmico desempenha um papel significativo na mistura e dispersão de poluentes atmosféricos. Durante o dia, a altura da CLP é definida como a posição onde ocorre um forte cisalhamento do vento e durante a noite, a CLP é geralmente estratificada de forma estável, como resultado do resfriamento radiativo da superfície, e o topo da mesma é considerado o ponto médio da Zona de Entranhamento (ZE) (QUAN *et al.*, 2013).

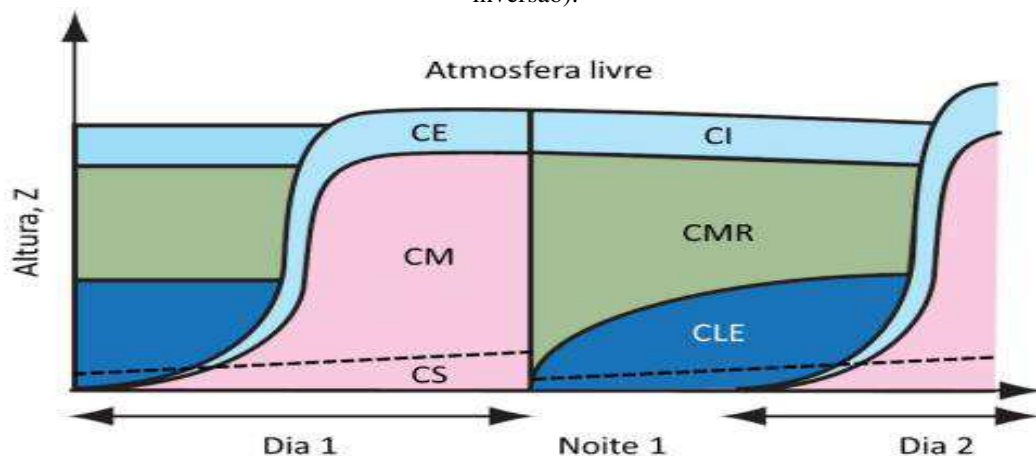
Durante o dia, a CLP é nomeada de Camada Limite Convectiva (CLC), onde devido às trocas de calor entre a superfície e atmosfera, acontece convecção térmica fazendo com que ocorra turbulência e, com isso, manifestando uma extensão vertical maior, podendo atingir vários quilômetros. De acordo com Stull (1988), a CLC pode ser dividida em três partes (Fig. 2):

- Camada limite superficial (CS): é a mais próxima da superfície, onde fluxos turbulentos variam menos de 10% de sua magnitude; e os gradientes verticais da temperatura, vento e umidade denotam grandes variações (STULL, 1988);

- Camada de mistura (CM): é a camada acima da CS formada a partir da disponibilidade de energia emitida do sol, onde ocorre muita turbulência, tornando-se completamente misturada e tendo os gradientes verticais das propriedades médias próximos a zero (STULL, 1988);

- Camada de entranhamento (CE): é a região onde ocorre a transição entre a CM e a atmosfera livre (AL). Caracteriza-se por uma inversão térmica e por uma grande variação das propriedades médias dos gradientes verticais de temperatura, vento e umidade (STULL, 1988);

FIGURA 2 - Evolução e estrutura da CLP (CS - camada limite superficial, CM - camada de mistura, CE - camada de entranhamento, CLE - camada limite estável, CMR - camada de mistura residual e CI - camada de inversão).



Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

Durante a noite, a camada é denominada de camada limite estável (CLE) e o único forçante que faz com que ocorra turbulência é o cisalhamento do vento. Esse cisalhamento do vento contribui para a formação de jatos noturnos. Ela exibe uma extensão vertical menor que a CLC, como mostrado na Figura 2, podendo atingir apenas centenas de metros e dividindo-se em duas partes:

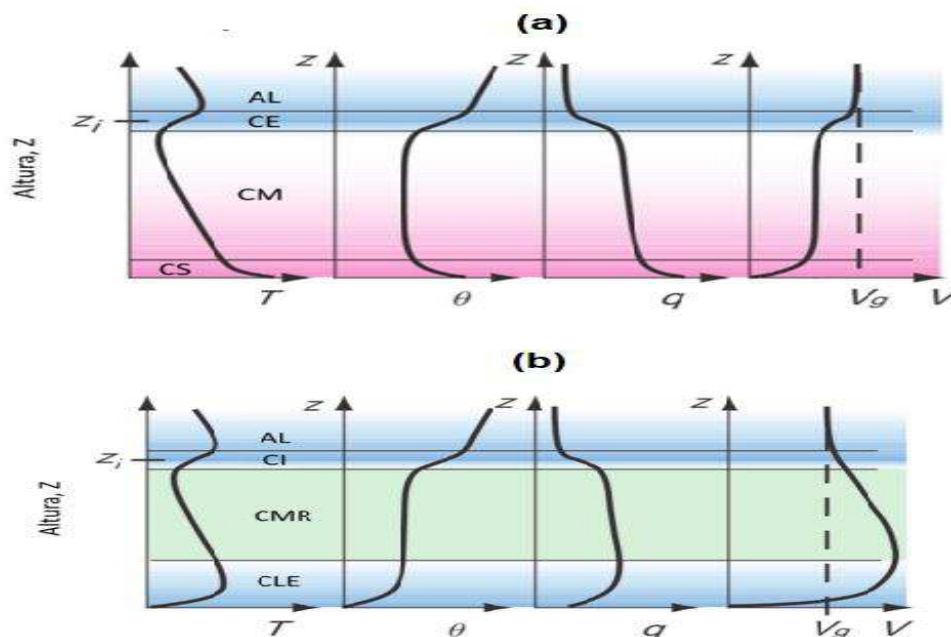
- Camada superficial, já citada anteriormente;
- Camada que se forma acima da CS devido ao resfriamento da superfície após o pôr do sol.

No período da noite, também pode-se observar na região onde antes era ocupada pela CM, uma camada de mistura residual ou camada residual (CMR ou CR), derivada da diminuição da turbulência em razão da ausência da convecção térmica; também se observa uma camada de inversão (CI) que se formou durante o dia, porém que ainda se faz presente. A CR tem seu início antes do pôr do sol, quando os redemoinhos têm menos energia devido à redução dos fluxos superficiais (STULL, 1988).

Em estudo feito para uma região da China, utilizando três instrumentos de sensoriamento remoto (radar de perfil de vento, radiômetro e LIDAR), QUAN *et al.* (2013, p.37) verificaram que as condições climáticas afetam a evolução da CLP, pois observaram que em determinados dias a neblina (ou alta carga de aerossol) reduziu a radiação solar, levando a menos turbulência térmica na CLP, o que diminuiu a sua evolução e resultou em uma menor altura. Já para condição de céu claro, tanto o calor, quanto os fluxos de momentum foram altos, ocorrendo então maior turbulência atmosférica e levando ao rápido aumento da altura da CLP ao meio-dia.

Na Figura 3 são mostrados o perfil vertical e o comportamento das principais variáveis meteorológicas para superfície conforme as subcamadas na CLC e CLE. De acordo com Wallace e Hobbs (2006), durante o dia (Fig. 3a), na CS o vento apresenta perfil logarítmico, com velocidades menores próximo a superfície em virtude do arrasto, porém na CM, o vento mostra velocidades menores em relação ao vento geostrófico, devido a homogeneização da camada, voltando a aumentar após a CE, onde a turbulência não tem mais ação. Para CLE (Fig. 3b), observa-se um máximo no perfil de vento relacionado ao fim da turbulência que faz com que o vento acelere, apresentando velocidade mais alta que o vento geostrófico. Esse efeito é conhecido como jatos de baixos níveis ou jatos noturnos (JBN ou JN).

FIGURA 3 - Perfis verticais diurnos (a) e noturnos (b) da temperatura (T), temperatura potencial (θ), umidade específica (q), e velocidade do vento (V). V_g mostra o vento geostrófico e Z_i a altura da CI que equivale a altura da CLP.



Fonte: adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

No perfil de temperatura potencial (Fig. 3a), na CS, devido ao aquecimento da superfície, ocorre transferência de calor sensível da superfície para o ar acima, apresentando

então um fluxo de calor sensível positivo; Na CM, por causa do aquecimento da superfície, ocorre uma mistura turbulenta causando homogeneização da camada, e fazendo com que os perfis tenham comportamento uniforme; Na CE ocorre inversão de temperatura e estabilidade (WALLACE e HOBBS, 2006). Para CLE (Fig. 3b), em consequência da pausa na entrada de energia radiativa, ocorre o resfriamento da superfície e com isso é exibido um perfil estável. Na CR, a turbulência é nula (ou quase nula) e a característica da camada anterior é mantida seguida de uma inversão na CI.

Durante o dia, ocorrem interações entre superfície e atmosfera, ou seja, uma parte da radiação que chega é refletida e outra parte é emitida, e dessa interação ocorre a geração dos fluxos de calor sensível (H) e fluxos de calor latente (LE). Isso significa que grande parte da energia disponível que fica no sistema (saldo de radiação) é usada para aquecer e para evaporar (balanço de energia). Em determinada superfície, a quantidade de energia térmica que passa por ela é denominada de Fluxo de Calor ou Fluxo Térmico. Segundo Liu, Liu e Endo (2013) apesar da troca de momentum, calor latente e calor sensível serem a base para processos atmosféricos, a avaliação direta dos esquemas de parametrização desses fluxos superficiais é rara devido a observações limitadas.

Segundo QUAN *et al.* (2014), o crescimento da altura da CLP depende muito da radiação solar superficial, ou seja, com grande quantidade de radiação solar, a CLP é completamente desenvolvida. Nesse estudo, feito para a região de Pequim, os autores mostraram que durante os eventos com nuvens, a radiação solar superficial reduziu, levando à diminuição da altura da CLP. Além disso, a altura mais baixa da CLP diminuiu a dispersão das partículas de aerossol, levando ao aumento das concentrações de aerossóis e causando uma diminuição ainda maior na radiação solar e altura da CLP, induzindo, assim, um ciclo de *feedback* positivo que causa altas concentrações de aerossóis à superfície.

Em seu estudo para o planalto Tibetano, utilizando medidas da CLP, fluxos superficiais, simulações numéricas, assim como também dados de reanálise global, CHEN *et al.* (2016) investigaram os mecanismos subjacentes responsáveis pela ocorrência de uma CLP muito profunda (9.515 metros). Tiveram como resultado que o aquecimento da superfície (fluxo de calor sensível), tal qual o balanço de radiação, pode influenciar no desenvolvimento e profundidade da CLP. Eles também observaram que nas simulações com o modelo numérico de previsão meteorológica em pequena escala COSMO (*Consortium for Small-Scale Modelling*) foram exibidas boas correspondências entre a estrutura média da CLP e as distribuições de energia cinética turbulenta em toda a camada. Constataram também que a ocorrência de uma fraca estabilidade atmosférica e as CLP profundas estão associadas a valores

elevados de vorticidade potencial no topo da CLP, que por sua vez correspondem a uma posição mais ao sul do JBN e maiores velocidades de vento, influenciando assim, seu desenvolvimento.

Em estudo feito para Los Angeles, entre 2001 e 2014, concentrando-se no mês de junho em que a CLP é mais desenvolvida sobre a região, Rahn e Mitchell (2016, p.1128), utilizando observações de perfis de temperatura, vento e dados meteorológicos obtidos através de aeronaves, definiram que a profundidade da camada limite é observada se houver inversão de temperatura, ou se a inversão de temperatura for muito fraca (< 2 K/km em uma camada de 60 m) ou, ainda, se a mesma se estender até a parte inferior da sondagem, o que comumente ocorre quando há uma inversão de radiação superficial. Observaram também, que a camada limite muitas vezes foi bem definida durante a estação quente (Primavera e verão), assim como foram detectadas menores alturas da CLP durante a manhã e ocorrência de uma camada mais profunda no período da tarde. Concluíram, assim que, os baixos valores na altura durante a noite e manhã são muitas vezes devido à presença de uma mudança na radiação superficial neste local e uma CR fraca.

A profundidade da CLP varia tanto no tempo quanto no espaço. Pode ir de dezenas de metros até quilômetros, fazendo com que sobre a terra ocorra uma forte variação diurna. Sobre o mar, a profundidade da CLP é de algumas centenas de metros e, aproximadamente, constante na escala de tempo de um dia (HOLTSLAG *et al.*, 2013). Utilizando o modelo GABLS (*Global Atmospheric Boundary Layer Study*), para observar a CLE e o ciclo diurno sobre a terra em condições de céu claro, Holtslag *et al.* (2013) forneceram em seu estudo uma visão geral do desempenho do modelo, observando que os fluxos turbulentos na atmosfera transportam eficientemente o calor e a matéria, sendo importante para o momentum e transferências de calor sensível e latente entre a superfície e a atmosfera, impactando fortemente no tempo de vida dos sistemas de escala sinótica.

A altura da CLP é uma variável crucial que pode ser usada para descrever grande parte dos processos diurnos, sinóticos e climatológicos em uma determinada região, incluindo sua caracterização de nuvens e conexões entre a superfície e a troposfera livre (AO *et al.*, 2012, p.1). Em seu estudo, AO *et al.* (2012) utilizaram medições do modelo GPSRO (*Global Positioning System Radio Occultation*) para derivar uma climatologia global das alturas da CLP comparando as medições dos valores calculados da reanálise do ECMWF (ERA-Interim). Observaram que as alturas médias da CLP no GPSRO e no ERA-Interim possuíam variações espaciais e sazonais semelhantes, porém, com alturas e desvio padrão maiores no GPSRO nos trópicos.

Segundo BASHA *et al.* (2018), o topo da CLP é definido pelo aumento (diminuição) acentuado no perfil vertical de temperatura (vapor d'água). Nesse estudo feito para a altura da CLP, verificou-se que no verão da região de Gadanki na Índia, o topo da CLP foi mais alto devido ao efeito da convecção profunda na estrutura termodinâmica, seguido pela primavera e outono, e uma menor altura ocorrendo durante o inverno. Em regiões de terras subtropicais, devido ao alto fluxo de calor sensível, uma grande variabilidade no topo da CLP foi observada, especialmente durante o verão e a primavera.

Em estudo feito na China, durante o verão com observações de radiossondas de banda L, ZHANG *et al.* (2018) verificaram que para a altura média da CLP em todos os locais analisados ocorreu uma CLP bem desenvolvida à tarde. Verificou-se também que um fator importante que dita o desenvolvimento da CLP é a umidade do solo, uma vez que essa variável afeta a estimativa de energia da superfície (por exemplo, fluxo de calor sensível à superfície e fluxo de calor latente). Para uma localização específica, uma alta umidade do solo pode ser uma das causas que explicam uma CLC relativamente mais rasa sobre a costa leste da região. Em contraste, a umidade mais baixa do solo mostrou-se favorecer um maior fluxo de calor sensível à superfície, o que facilitou o desenvolvimento da CLP à tarde.

Para análise da climatologia da altura da CLP com observações de dados de radiossonda e reanálise para região da China no período de 2011 a 2015., GUO *et al.* (2016), verificaram em seu estudo que a altura da CLP determina a extensão vertical da mistura turbulenta, difusão vertical e transporte convectivo dentro da CLP, e é geralmente mais alta na primavera e no verão do que no outono e inverno. Também está associada positivamente com a velocidade e temperatura do vento próximo da superfície.

Conforme sua análise global para quantificar a profundidade da CLP usando conjuntos de dados e modelos (reanálise - ERA-Interim e GCM), Davy e Esau (2016, p. 3) observaram que a região da camada superficial requer mais atenção, especialmente no desenvolvimento de modelos futuros, assim como também verificaram que em regiões continentais de alta latitude, como a América do Norte, Norte da Ásia e Antártica, onde frequentemente se tem camadas limite muito rasas no outono e inverno, há uma forte correlação entre a profundidade da camada limite e θ_v . Camadas limites rasas são menos frequentes em regiões tropicais, como África, Sul da Ásia e América do Sul. Na primavera boreal e no verão, a camada limite é relativamente profunda, enquanto que durante o outono boreal e o inverno, pode-se observar que a profundidade da CLP é muito pequena sobre a superfície.

Devido à alta rugosidade superficial no ambiente urbano, a CLP sobre uma área urbana é mais misturada do que a CLP sobre uma área rural, e o uso não homogêneo do solo influencia

significativamente na sua altura à noite, além de sua taxa de crescimento sobre a cidade. Tudo isso devido ao aumento da capacidade de calor e rugosidade em contraste com as áreas rurais circundantes (DAVY; ESAU, 2016; DANCHOVSKI *et al.*, 2019). MAO *et al.* (2009) verificaram em seu estudo com medições do LIDAR (*Light Detection and Ranging*) da camada limite urbana (CLU) sobre a cidade de Nanjing (sudeste da China), que a superfície desigual da cidade tem um impacto significativo na transição da Camada de Mistura urbana e, também, que as nuvens influenciam a transição da CM e da ZE através de sua influência no fluxo de radiação que chega à superfície. Os autores concluíram que a transição diária da profundidade da CM revela uma altura mínima próxima ao nascer do sol, aumentando rapidamente após o nascer do sol, e duas horas depois do meio-dia atinge sua altura máxima, começando a diminuir após isso. A ZE é quase imediatamente influenciada pelo fluxo de radiação, de tal forma que sua espessura mais alta coincide com o momento de radiação solar máxima. Tanto a dispersão quanto a absorção de aerossol reduzem a quantidade de radiação solar que atinge o solo e, assim, reduzem os fluxos de calor sensíveis que impulsionam a evolução diurna da CLP. Com isso, de acordo com LI *et al.* (2017), ocorre uma turbulência mais fraca na CLP, e uma redução da entrada de ar seco a partir da troposfera livre, o que leva a mais umidade na camada limite planetária.

BISCARO *et al.* (2021) em seu estudo feito para região da Amazônia central, utilizando dados coletados durante a campanha do experimento GOAmazon 2014/2015 para observar a modulação de precipitação diurna por eventos convectivos, mostraram que durante a estação seca, as alturas observadas da CLP são maiores do que as estimadas durante a estação chuvosa. Verificaram também que um terço das ocorrências de precipitação observadas são entre 12h e 14h (estação seca), correspondendo ao período em que a altura da CLP apresenta uma maior diferença durante a estação seca em comparação a estação chuvosa.

Em estudo feito com uma série de modelos *Advanced Regional Prediction System* (ARPS) da Universidade de Oklahoma, para investigar os impactos relativos da partição do balanço energético e da radiação líquida nos feedbacks de umidade e precipitação do solo nas planícies centrais dos EUA e também para examinar como os processos físicos dominantes são afetados por mudanças na umidade média do solo e na resolução espacial, JONES e BRUNSELL (2009) encontraram em seus resultados que as propriedades da superfície que afetam o albedo e a radiação (ou seja, umidade do solo e cobertura vegetal) influenciam os movimentos turbulentos e a profundidade da camada limite através de seu impacto na partição do balanço energético. Os resultados indicaram que o balanço energético é fortemente influenciado pela umidade do solo e desempenha um grande papel na determinação da

magnitude da profundidade e turbulência da camada limite. Chan e Wood (2013), em seu estudo ao examinar globalmente o ciclo sazonal de profundidade da CLP usando observações do COSMIC (*Constellation Observing System for the Meteorology, Ionosphere, and Climate*), verificaram que sobre continentes nos subtropicais e tropicais, a profundidade da CLP é tipicamente maior sobre regiões áridas e mais baixas sobre regiões com umidade superficial abundante.

Com dados de modelos climáticos (GCMs), SANTANELLO *et al.* (2018) analisaram que devido ao aquecimento significativo nos solos mais secos, observa-se a ocorrência de um forte aquecimento à superfície (fluxo de calor sensível) que leva ao crescimento profundo da CLP e a entrada severa de ar quente e seco no topo desta camada. Para os solos mais úmidos, há grande umidade da superfície devido à evaporação e pouco aquecimento ao longo do dia devido ao crescimento limitado da CLP.

De acordo com MIAO *et al.* (2017), em Pequim, após o nascer do sol, a CLP durante o verão passa por uma transição de uma CLE para uma CLC, e atinge sua profundidade máxima durante a tarde, permanecendo assim até o pôr do sol. Após o pôr do sol, sem fluxos de calor sensível suficientes para manter a CLC aquecida, a altura da camada limite diminui rapidamente. Mcgrath-spangler e Denning (2013) verificaram em seu estudo que as profundidades da CLP estimadas ao longo da costa oeste dos Estados Unidos são mais profundas durante o inverno boreal do que durante o verão. Porém, sobre o oceano, a CLP é mais profunda no verão do que no inverno. Estes resultados se diferenciam do estudo de alturas de CLP sobre a China feito por LIU *et al.* (2015) que verificaram que sobre os oceanos, as alturas da CLP tiveram o ciclo sazonal oposto (maior no inverno e menor no verão).

Com dados de superfície obtidos do Espectroradiômetro MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), da cobertura de nuvem das imagens de satélite do CMSAF (*Satellite Application Facility on Climate Monitoring*) e de dois conjuntos de dados de chuva, TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) e CMORPH, Garcia-Carreras *et al.* (2017, p. 2164) verificaram que o tipo de superfície terrestre pode afetar os fluxos superficiais, principalmente através de alterações no albedo, que controlam a quantidade total de energia absorvida na superfície e a razão de Bowen, que controla a disposição entre fluxos de calor sensíveis e latentes.

Como a CLP está localizada na região mais baixa da troposfera é caracterizada, principalmente, por processos turbulentos e um ciclo de evolução diária. De acordo com Stull (1988), o processo de transporte mais importante que ocorre na atmosfera é a turbulência, e está dentro das 3 categorias de divisão do vento: médio, turbulência e ondas (Fig. 4). São esses

ventos que transportam pela atmosfera quantidades de umidade, calor, momentum e poluentes. Na atmosfera, os escoamentos turbulentos podem ser explicados como sobreposição de turbilhões de vários tamanhos que se diferenciam de milímetros a quilômetros, contendo um extenso intervalo de escalas espaciais, definindo deste modo um espectro turbulento na camada limite (STULL, 1988; KAIMAL; FINNIGAN, 1994).

BISCARO *et al.* (2021) estudaram a Amazônia, utilizando observações locais de ocorrência de nuvens próximo a superfície, temperatura do solo, fluxos superficiais e características da CLP associadas a dados de satélite para identificar os mecanismos físicos que controlam as chuvas diurnas na Amazônia central durante as estações úmidas e secas. Eles concluíram que com relação a formação de nuvens durante a estação seca, a turbulência térmica não desempenha um papel importante, pois uma maior (menor) cobertura de nuvens geralmente resultará em menos (mais) radiação solar incidente atingindo a superfície, e assim, altera o equilíbrio sensível e latente do fluxo de calor.

Eles ainda concluíram que:

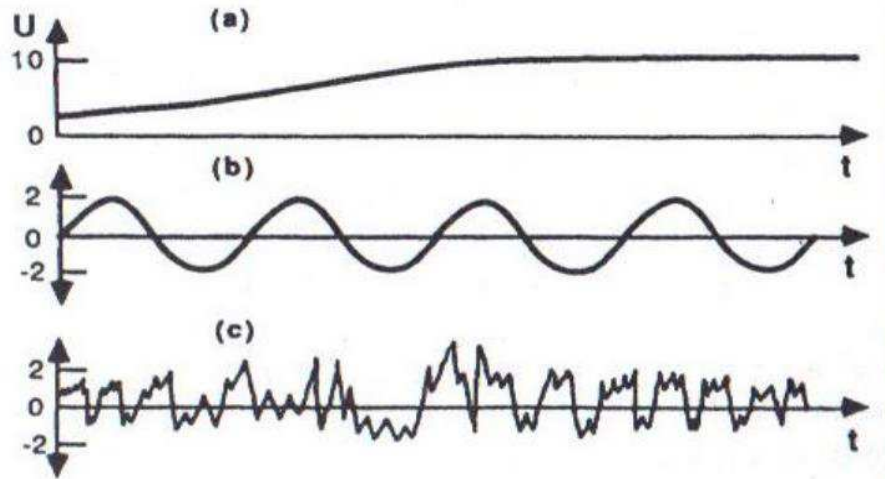
[...] para os resultados locais de ocorrência de nuvens, uma vez que os fluxos da estação seca são estatisticamente os mesmos (quando se olha para diferenças de baixa ocorrência de nuvens), enquanto durante a estação chuvosa, os fluxos são menores e associados à cobertura adicional da nuvem, reduzindo a radiação solar de entrada e, portanto, o aquecimento da superfície, também indicando o papel da umidade superficial no desenvolvimento da CLP, uma vez que a maior umidade do solo na estação chuvosa pode diminuir a razão de Bowen, diminuindo assim a CLP em comparação com a estação seca.

Macedo e Fisch (2018) analisaram dois anos da variabilidade temporal da irradiância global, direta e difusa, com dados de cobertura de nuvens, precipitação e aerossóis na região da Amazônia durante o experimento GOAmazon 2014/2015, e observaram que os maiores valores da irradiância solar global ocorreu em setembro e os mínimos em maio, e que devido a menor cobertura de nuvens, os menores valores da variabilidade representado pelo desvio padrão mensal, ocorrem em meses secos, especialmente setembro. Também constataram que devido a ocorrência de El Niño em 2015, houve uma menor quantidade de chuva, uma menor nebulosidade, tanto para o período chuvoso quanto seco, e uma maior quantidade de queimadas e de aerossóis durante a estação seca, impactando assim nas quantidades de irradiância solar global, direta e difusa, que foram maiores que o ano anterior.

De acordo com MOREIRA *et al.* (2019), o conhecimento dos processos turbulentos é importante principalmente para modelagem atmosférica e dispersão de poluentes, uma vez que

a mistura turbulenta pode ser considerada o processo primário pelo qual partículas de aerossol e outros escalares são transportados verticalmente na atmosfera.

FIGURA 4 - Esboço de (a) vento médio, (b) ondas e (c) turbulência



Fonte: adaptado de Stull (1988).

Na Micrometeorologia, a energia cinética turbulenta (ECT) é uma grandeza muito importante, pois oferece informações para a medida da intensidade da turbulência, e segundo Stull (1988, p.241), ela está relacionada ao transporte de momentum, calor e umidade na CLP. Ela pode ser tomada como referência para aproximações de difusão da turbulência. A ECT, durante a CLC, pela produção de energia térmica e mecânica, mantém a turbulência na camada limite. Durante a CLE, ela mantém a turbulência pela produção mecânica (sendo esta sua principal origem).

A camada limite pode ser turbulenta apenas se houver um processo físico específico produzindo a turbulência, uma vez que a ECT não é uma quantidade conservativa. Porém, como a turbulência é dissipativa tenderá a diminuir e a desaparecer com o tempo caso não seja gerada localmente e transportada (CORRÊA, 1997, p.18).

3.2 MÉTODOS PARA DEFINIÇÃO DA ALTURA DA CLP

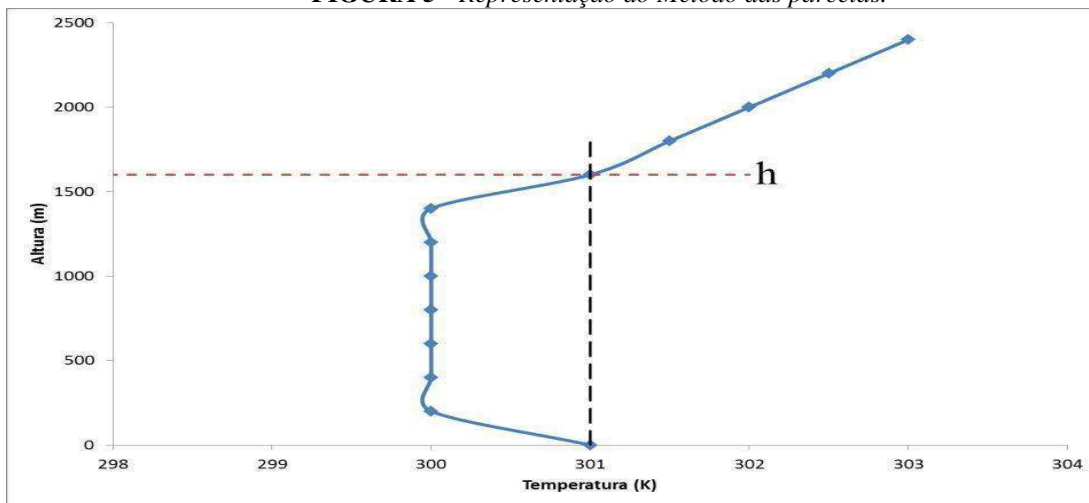
Neste capítulo são apresentados alguns estudos feitos nos últimos anos com relação a técnicas associadas a métodos para identificar a altura (profundidade) da CLP.

3.2.1 Método das Parcelas

Também denominado de método dos perfis, esse é um método subjetivo cuja imprecisão nas estimativas feitas pelas radiossondagens podem causar erros consideráveis na obtenção da

altura da CLP, pois ele depende, de modo direto, da temperatura da superfície. Nesse método, elaborado por Holzworth (1964), é possível determinar o topo da CLP através da análise dos perfis de temperatura potencial (θ) e umidade específica (q). Considerando um perfil de temperatura potencial virtual (θ_v), a altura da CLP corresponde a altura em que a temperatura assume valor da temperatura na superfície (Fig.5). A temperatura potencial (θ) é a temperatura que uma parcela teria se fosse expandida ou comprimida, adiabaticamente, de seu estado real de pressão e temperatura para uma pressão padrão (1000 mb).

FIGURA 5 - Representação do Método das parcelas.



Fonte: adaptado de Barbosa (2018).

Temperatura potencial virtual (θ_v) é obtida a partir da temperatura absoluta (T) e da razão de mistura (r) e é definida como a temperatura que o ar seco teria se sujeito à mesma temperatura e pressão que o ar úmido. Devido a CR, a altura da CLE é definida como a altura ao qual o gradiente vertical de θ é nulo.

Com um método para obter a variabilidade de CLP sob diferentes perfis de temperatura potencial, radiossondagens e LIDAR, Su, Li e Kahn (2020) desenvolveram um método que combina retroespalhamento de aerossol medido pelo LIDAR com um modelo dependente da estabilidade de variação temporal da altura da CLP. Este oferece uma detecção de altura consideravelmente melhorada, com melhor correlação e vieses menores, sob a maioria das condições termodinâmicas, especialmente para CLE e CLC. Com isso, verificaram que a CLC é geralmente associada com forte aquecimento solar da superfície, e a CLP tende a aumentar continuamente devido à convecção ascendente por volta do meio-dia (atingindo sua altura máxima em torno das 15h). A Camada Neutra (CN) é estratificada, de modo que a temperatura potencial é constante dentro da CLP e a turbulência tem aproximadamente intensidade igual em todas as direções.

Seidel, Ao e Li (2010) estimaram a climatologia global da CLP baseado em observação para avaliação de modelos de clima, tempo e qualidade do ar ou para caracterizar a variabilidade da CLP em grandes escalas de espaço e tempo. Eles calcularam a altura da CLP por sete métodos, usando temperatura, temperatura potencial, temperatura potencial virtual, umidade relativa, umidade específica e perfis de refratividade de um conjunto de dados de radiossonda. Compararam os resultados obtidos utilizando testes estatísticos. Como resultado, encontraram que a umidade relativa e os métodos de gradiente de temperatura potencial apresentaram regularmente maiores alturas de CLP, enquanto o método da parcela produziu alturas significativamente mais baixas com variações diurnas e sazonais maiores e mais consistentes (com CLP noturnas no inverno mais baixas).

SOUSA *et al.* (2013) fizeram um estudo em que visavam determinar a altura da CLP na cidade de Fortaleza - CE durante o experimento do Projeto Chuva, ocorrido em 2011. Utilizaram radiossondagens realizadas no mês de abril de 2011 e obtiveram as alturas da camada através do método da temperatura potencial. Concluíram, portanto, que os valores da altura ficaram entre 66 m durante a noite e 1520m no período diurno.

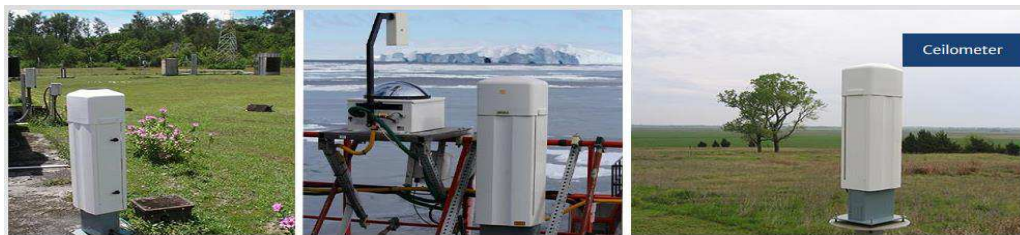
Em estudo feito durante a estação úmida sobre a região oeste da Amazônia, em três sítios de experimentos distintos na região, SANTOS *et al.* (2007) buscaram fazer uma comparação entre quatro diferentes métodos de estimativa da altura da CLC através dos métodos das Parcelas, do Número de Richardson, dos Perfis e método de medição direta através do SODAR, durante a campanha DRY – to – WET do experimento RaCCI – LBA (2002) em Rondônia. Também utilizaram o modelo unidimensional OSU-CAPS para investigar o desenvolvimento da CLN. Como resultados, obtiveram que o Método das Parcelas superestimou as alturas da CLC em quase todos os casos analisados, obtendo índices baixos do coeficiente de determinação (r^2), quando comparado com os outros métodos. Para o Método do Número de Richardson e o Método dos Perfis, observaram alturas muito semelhantes, com diferenças médias de menos de 50 m, alcançando um valor de r^2 igual a 0,97 durante o início da estação chuvosa. As medidas realizadas com o SODAR não se mostraram adequadas nas primeiras horas da manhã, indicando que o equipamento mediu a CR (do dia anterior) e não a CLC rasa, em fase de desenvolvimento. E com isso concluíram que:

[...] sobre as áreas desmatadas, a turbulência mecânica contribui mais efetivamente para a profundidade da CLN; assim como, em áreas de floresta apesar da ação da mistura turbulenta gerada devido à ocorrência do Jato Noturno (JN), o resfriamento radiativo no topo da camada agiu como um inibidor desta turbulência e fez com que o desenvolvimento da camada noturna sobre a floresta fosse menor. Os perfis de vento estimados pelo modelo mostraram que o aparecimento do jato causa uma perturbação que se reflete nos níveis mais baixos, intensificando os ventos próximos à superfície e, provavelmente, dando origem a movimentos turbulentos que provocam o aparecimento da camada bem misturada observada próximo à superfície.

3.2.2 Ceilômetro

O Ceilômetro é um instrumento de sensoriamento remoto também usado como medição direta da altura da CLP para medir a estrutura vertical da mesma (Fig. 6). Conforme descrito por CARNEIRO et al. (2020), este instrumento fornece três medições de alturas associadas a diferentes alturas de nuvens, e de acordo com Carneiro, Fisch e Kaufmann (2016, p.461), o Ceilômetro é um instrumento de sensoriamento remoto do tipo LIDAR, que 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 CLP.

FIGURA 6 - Ceilômetro Modelo CL31 utilizado neste estudo.



Fonte: <https://www.arm.gov>

Em seu estudo, CARNEIRO *et al.* (2020) analisaram durante a estação seca de 2014 na Amazônia, a erosão da CLN utilizando um conjunto de dados que consistia em medições *in situ* (radiossondagem) e instrumentos de sensoriamento remoto (Ceilômetro, LIDAR, *Wind Profiler*, radiômetro de microondas e SODAR). Mostraram como resultado que a erosão da CLN ocorreu, aproximadamente, duas horas após o nascer do sol (06:00 hora local), e que a maior parte do aquecimento sensível necessário para que o processo de erosão ocorresse foi fornecido pelo fluxo de calor sensível. Tanto Carneiro, Fisch e Kaufmann (2016) quanto CARNEIRO *et al.* (2020), para seus estudos na região da Amazônia, verificaram que as medições dos sensores remotos mostraram que o Ceilômetro, em geral, apresentou resultados satisfatórios em relação às radiossondas para medir a altura da CLP, apresentando dados condizentes com outros valores já determinados para a região.

Segundo estudo observacional feito por Carneiro e Fisch (2019) para realizar avaliações do ciclo diário da altura da CLP durante a noite (CLE) e dia (CLC) para Amazônia, a partir dos dados medidos e/ou estimados por meio de radiossonda, SODAR, ceilômetro, perfilador de vento, LIDAR e radiômetro, foi verificado que a variação observada nas medições dos diferentes sensores está associada às turbulências mecânicas desiguais. Essas turbulências, podem ser resultado da presença de nuvens e chuva em alguns dias e não em outros,

ocasionando assim um aumento da variabilidade do vento durante a noite que tem o efeito de aprofundar a CLN. Porém, no período analisado, a CLN foi muito estável em todos os sensores usados.

Com sua análise, Carneiro e Fisch (2019, p. 8) concluíram que:

[...] durante os intervalos diurnos e noturnos, independentemente das condições meteorológicas, o ceilômetro é um sensor promissor com boa precisão para medição direta e contínua da altura da CLP, quando comparado com o local da radiossonda. Já a radiossonda, não captou a evolução diurna da altura da CLP, devido ao longo intervalo de tempo entre os lançamentos. Enquanto o MWR (Microwave Radiometer Profiler), WP (Wind Profiler) e o LIDAR foram satisfatórios para estimativas da fase convectiva (CLC) da camada limite, durante a fase noturna (CLE) esses sensores superestimaram as alturas, e o SODAR subestimou a CLE durante esses períodos. O intenso evento de El Niño de 2015/2016 influenciou a fase de desenvolvimento da CLC durante a estação seca, e um fluxo de calor sensível (responsável pelo aquecimento do ar) que foi superior aos valores padrão para a Amazônia central. Como consequência, ocorreu movimentos convectivos mais intensos e contribuíram para um desenvolvimento vertical mais forte da camada.

Estudos recentes investigaram diferentes técnicas de análises da CLP com foco no sistema de modelagem, como por exemplo LOPEZ-COTO et al. (2020), que descreveram uma extensa avaliação de desempenho de várias configurações do modelo Weather Research and Forecasting (WRF), onde observações de ceilômetros, estações de superfície e uma torre de fluxo foram usadas para estudar sua capacidade de reproduzir as alturas da CLP e o impacto que a ilha de calor urbana tem na altura da camada na área metropolitana de Washington. Os autores mostraram que os ceilômetros foram capazes de analisar os ciclos diários da altura da camada e descobriram que a maioria dos esquemas de CLP subestimam amplamente a altura durante a noite. Essa forte subestimação da altura durante a noite resulta em grande acúmulo de poluentes emitidos de fontes locais e, portanto, forte tendência positiva de CO₂ noturno.

3.2.3 Número de Richardson bulk (Rib)

O número de Richardson é definido como um número adimensional que relaciona a estabilidade vertical com o cisalhamento vertical, sendo ele um tipo de coeficiente entre a estabilidade estática e a estabilidade dinâmica. Este método é definido como a razão entre a força de empuxo e a força associada ao cisalhamento do vento (ZHANG *et al.*, 2014). De acordo com Stull (1988), o número de Richardson bulk (Rib) está associado aos fluxos (de calor e de

momentum), porém ele apenas diz se existe ou não uma turbulência ocorrendo e não sobre sua intensidade.

Usa-se a eq. 1 para encontrar o valor de Rib.

$$Rib = \frac{g \Delta\theta v \Delta z}{\theta [(\Delta U)^2 + (\Delta V)^2]} \quad (\text{Eq.1})$$

Em que g é a aceleração da gravidade (m/s^2), θv é a temperatura potencial virtual média na superfície (K), θ é a temperatura média da camada (K), ΔU é a variação do componente zonal, ΔV é a variação do componente meridional e Δz é a variação da altura.

Segundo SEIBERT *et al.* (2000), para estimar a altura da CLP, Rib excede seu valor crítico no topo da camada limite, assumindo que não há produção de turbulência. Nesse método existem limiares para determinar quando a camada é laminar ou turbulenta, ou seja, quando Rib é menor que 0,25, o escoamento é turbulento, porém se o Rib é maior que 1, o escoamento da camada é laminar (STULL, 1988). Logo:

Escoamento turbulento = $Ri_b < R_c$; ($R_c = 0,21 - 0,25$)

Escoamento laminar = $Ri_b > R_T$; ($R_T = 1,0$)

Quando o escoamento é laminar, ou seja, ausência de processos que produzem ECT, quem quantifica essa relação é o Ri_b . De acordo com MAGNAGO *et al.* (2002), em seu estudo para identificar o fim da turbulência em noites claras com forte resfriamento radiativo, não é incomum a quase ou total extinção da turbulência, sendo então o número de Richardson adotado usualmente como um parâmetro que permite identificar a intensidade da turbulência bem como a transição para um escoamento laminar.

Muitos estudos atualmente utilizam o método do número de Ri_b para verificar e analisar a CLP (DAVY, 2018; HICKS *et al.*, 2019). Em estudo feito por MIAO *et al.* (2017) foi utilizado o método do número Richardson Bulk (Ri_b) para estimar a altura da camada limite em Pequim, a partir de dados de sondagem. O Ri_b foi definido como a razão de turbulência associada à flutuabilidade para a turbulência causada por cisalhamento mecânico. Com isso, a altura da camada limite foi referida como o nível mais baixo (z) no qual o Ri_b interpolado cruza o valor crítico de 0,25. Eles concluíram que a CLP atingiu um máximo no período da tarde, porém a presença de nuvens reduziu a radiação solar que atingiu a superfície terrestre diminuindo o desenvolvimento da CLP durante o dia, assim como também, observaram que os aerossóis aqueceram a atmosfera, levando a uma CLP mais estável e rasa durante o dia.

3.2.4 Instrumentos de Sensoriamento Remoto

Nos últimos anos, muitos trabalhos foram feitos utilizando técnicas para verificar a altura e evolução da CLP durante o período da CLE e CLC. As medidas de LIDAR têm sido, entre as várias técnicas de observação, a mais utilizada para obter a altura da CLP. E esse método de transformação de covariância de ondas é um dos algoritmos amplamente utilizados, pois o algoritmo permite comparações entre o retroespalhamento e uma função, de modo que o maior gradiente no retroespalhamento com a altitude seja marcado como o topo da CLP (LI *et al.*, 2017).

Em seu estudo Feng, Wu e Yan (2015) desenvolveram um método automatizado para derivar a altura da camada de mistura (CM) sobre a bacia do Rio Heihe, na região árida do noroeste da China. Utilizaram dados de perfil de umidade do MODIS a bordo do satélite NASA-Aqua, para a alta resolução espacial do método. Os autores substituíram os dados MODIS ausentes por um método de preenchimento de lacunas. Também analisaram os dados observacionais de radiossonda usando o método de Richardson combinado com um método subjetivo. Com isso, eles demonstraram que as metodologias de sensoriamento remoto podem estimar com sucesso a altura da camada sem a ajuda de medições de campo. Concluíram que a metodologia para estimar a altura da CM funciona bem em dias de céu claro (sem nuvens) com ar convectivo. Todavia, em céu nublado e em condições estáveis do ar, grandes erros de estimativa podem ocorrer. Além disso, também observaram que a altura da CM pode ser estimada com mais precisão se dados com maior resolução vertical estiverem disponíveis.

Em estudo feito com LIDAR para determinação da altura da CLP sobre uma região da China, DANG *et al.* (2019) apresentaram uma revisão das metodologias clássicas disponíveis, que incluíam inspeção visual, o método limiar, os métodos gradientes, o encaixe ideal do perfil, a transformação de covariância de onda e a análise de variância (ou desvio padrão). Analisaram suas melhorias, e novas técnicas desenvolvidas a partir de medições de LIDAR, incorporando técnicas avançadas como detecção de borda de imagem, agrupamento de pontos e rastreamento de camadas. Com esse estudo, concluíram que a maioria dos métodos são suscetíveis a nuvens e múltiplas camadas de aerossóis, e devido às suas interferências, muitas das técnicas baseadas em LIDAR são incapazes de processar o grande conjunto de dados automaticamente. Para superar tais deficiências, como também para melhorar as metodologias, recomendaram o uso de pelo menos dois métodos de forma combinada para compensar as deficiências um do outro. Também verificaram que para CLC bem misturada, a altura determinada pelo LIDAR pode ser considerada como a medida "verdadeira" da altura da camada de mistura, determinada por radiossonda.

DANG *et al.* (2019) constataram também, que para a CLE, a altura determinada pelo LIDAR é a altura da CR. A altura da CLP definida pelo LIDAR é geralmente mais alta que a decorrente de perfis de temperatura. A estimativa da altura da CLP é mais complexa para a CLE e os períodos de transição. Outra possibilidade para a estimativa da altura da CLP é a aplicação das parametrizações simples ou modelos numéricos. Contudo, uma das aplicações promissoras da altura instantânea determinada pelo LIDAR é estimar os resultados simulados dos modelos numéricos e melhorar continuamente as parametrizações da CLP.

Segundo Su, Li e Kahn (2020), a abordagem mais comum para derivar a altura da CLP é a partir de medições de radiossondas de perfis de temperatura, umidade e/ou vento em função da pressão. Mas embora a radiossonda seja o método tradicional e padrão para determinar a altura da CLP, tem uma cobertura muito limitada no espaço e no tempo, tendo lançamentos regulares apenas duas vezes ao dia a partir de um conjunto fixo de estações meteorológicas e, portanto, não podendo capturar as variações diurnas ou espaciais da altura da camada. Os autores desenvolveram um algoritmo que combina retroespalhamento do aerossol medido por LIDAR, com um modelo dependente de estabilidade da variação temporal da altura da CLP, ajudando a "recalibrar" a altura na presença de uma camada de aerossol residual que não muda em equilíbrio com a variação diurna da CLP. Este método oferece uma detecção de altura consideravelmente melhorada, com melhor correlação e vieses menores, sob a maioria das condições termodinâmicas, principalmente para CLC e CLE.

3.2.5 Modelagem Numérica

Díaz-Isaac, Lauvaux e Davis (2018) compararam um grande conjunto de simulações geradas com o modelo de mesoescala WRF para um mês de verão no centro-oeste dos Estados Unidos. Essas simulações do WRF foram realizadas usando diferentes conjuntos de dados meteorológicos e parametrizações físicas, incluindo esquemas da CLP, modelos de superfície terrestre e parametrizações de microfísicas. Essas simulações foram comparadas com observações no período de um mês no verão de 2008 à altura da CLP, à velocidade do vento, a direção do vento e às frações molares atmosféricas de CO₂. Realizou-se com isso análises estatísticas para avaliar o impacto tanto das parametrizações físicas, quanto dos conjuntos de dados meteorológicos sobre essas variáveis.

Dessa forma, os autores verificaram que a altura da CLP variou entre os membros do conjunto entre 300m e 400m, e essa variabilidade foi controlada pelas mesmas parametrizações físicas. Eles mostraram que as configurações específicas dos modelos superestimam ou subestimam regularmente a altura média da CLP em toda a região com tendências intimamente

correlacionadas com a escolha do modelo de superfície terrestre, do esquema da CLP e da parametrização usada pelos autores. Observaram também que a velocidade média do vento na CLP foi superestimada em quase todas as configurações do modelo. Por fim, concluíram que os conjuntos de modelos que incluem várias parametrizações físicas e condições meteorológicas serão necessários para abranger as condições atmosféricas mais importantes para o transporte de CO₂ na CLP, porém terá desafios devido às variações de conjunto em toda a região.

Na região de Washington DC - Baltimore (Maryland, EUA), os esquemas de CLP no WRF também foram analisados como parte da campanha DISCOVER-AQ no período de julho de 2011 (HEGARTY *et al.*, 2018). No estudo, utilizaram os dados da altura da CLP de medições de LIDAR com base no solo, o *High Spectral Resolution LIDAR -1* (HSRL-1) e o *Cloud-Aerosol LIDAR with Orthogonal Polarization* (CALIOP) no satélite *Cloud – Aerosol LIDAR and Infrared Pathfinder Satellite Observations* (CALIPSO). Foram usadas também simulações de modelo WRF com espaçamento de grade horizontal de 1 km e diferentes esquemas de combinações de CLP e parametrização urbana. Entradas de temperatura da superfície do mar foram analisadas em relação à altura da CLP derivadas de LIDAR, ozônio e radiossondas. Observaram que o LIDAR e WRF representaram uma CLP crescente durante a manhã, atingindo seu pico de altura no meio da tarde. O WRF mostrou um crescimento mais rápido e alturas maiores do que as do LIDAR, e todas as diferenças (WRF- LIDAR) foram dependentes da configuração do modelo, método de cálculo da altura e condições sinóticas.

LIAN *et al.* (2018) estudaram esquemas de CLP no WRF e seus impactos no transporte de CO₂ durante um mês no inverno sobre a região de Paris (França). Utilizaram comparações de dados do ECMWF e WRF e observações focadas em três variáveis atmosféricas relevantes (a temperatura, o vento e a altura da CLP) para o transporte dos fluxos de CO₂. Contudo, o WRF sem assimilação e deslocamento único mostrou desempenho ruim quando comparado ao WRF com assimilação e vários deslocamentos, bem como o ECMWF. Concluíram também que as velocidades do vento fornecidas pela reanálise do ECMWF foram, em geral, mais próximas das observações que as fornecidas pelo WRF. As estatísticas para as direções do vento foram melhores para o WRF em comparação à reanálise do ECMWF. No entanto, o WRF forneceu campos de temperatura aprimorados que foram mais representativos dos valores observados.

Molod, Salmun e Collow (2019) examinaram a CLP sobre a região dos EUA utilizando uma combinação horária de estimativas da altura derivadas do perfil de vento e campos de reanálise da *Modern Era Retrospective Reanalysis* durante um período de 20 anos. Os ciclos anuais médios mensais da altura do perfil de vento foram agrupados em categorias gerais de

comportamento, cada uma analisada usando campos de fluxo de calor sensível e latente, temperatura de superfície, radiação e umidade do solo. Tiveram como resultado que no regime mais seco, as variações de altura da CLP foram influenciadas pelo fluxo de calor sensível/temperatura e no regime mais úmido influenciado pela umidade/calor latente, concluindo assim que em regiões secas, o fluxo de calor latente não desempenhou quase nenhum papel no controle da altura da CLP, enquanto em regimes úmidos desempenhou controle na altura da CLP. Com relação a análise da variabilidade, os autores mostraram que mesmo em algumas regiões secas, a altura da CLP é regida por variações no fluxo de calor latente devido à natureza intermitente das chuvas nessas regiões.

3.3 AMAZÔNIA

Além de ser de imensa importância por ser a maior floresta tropical do globo terrestre, nas últimas décadas, a região Amazônica também tem se tornado assunto frequente nos estudos e análises em diversos setores (tanto político, quanto econômico) e, conseqüentemente, têm sido feitos muitos estudos sobre a região. O intuito é de se entender os fenômenos meteorológicos ocorridos para tentar diminuir mudanças antrópicas que podem também modificar as suas ocorrências.

O clima da região deve-se à combinação de vários fatores, sendo o mais importante a disponibilidade de energia solar, pois incide a superfície com maior intensidade na faixa equatorial. As grandes cidades são tipicamente margeadas por rios e áreas florestais densas, que influenciam e são influenciadas por sistemas convectivos de mesoescala (MACEDO; FISCH, 2018; SÁTYRO *et al.*, 2020). Estudos mostram que a região Norte do Brasil corresponde a 45,27% do território, limitando-se a oeste com a Cordilheira dos Andes e a nordeste com o Oceano Atlântico. A região da Amazônia é conhecida como sumidouro de umidade, com sua própria evapotranspiração sendo causadora da sua precipitação e fluxos de vapor d'água trazidos do Oceano Atlântico (SALATI, 1983; FISCH *et al.*, 1998; MARENGO *et al.*, 2008; OLIVEIRA, 2019).

Devido à importância da floresta amazônica e sua influência sobre o clima, essa floresta tem sido foco de muitas pesquisas científicas ao longo dos anos, com diversos experimentos de campo sobre processos físicos e biogeoquímicos sendo realizados na interface atmosfera-biosfera, além de estudos sobre as implicações da cobertura da terra, clima e formação de nuvens (CARNEIRO *et al.*, 2021).

Em análises do padrão espacial dos eventos extremos de precipitação, Custodio, Gozzo e Machado (2020) utilizaram análises e comparações de quatro simulações do modelo climático

global HadGEM (*Hadley Centre Global Environmental Model*) e constataram que a Amazônia é atingida por uma inibição da atividade convectiva caracterizando um período de estiagem (maio a setembro) devido ao domínio do ramo descendente da célula de Hadley, o qual também concluíram os ENOS como o principal modo de variabilidade na escala interanual dos eventos extremos.

Através dos conjuntos de dados de chuva para a região do litoral norte do Brasil, Ramos, Fernandez e Fisch (2018) caracterizaram a estrutura eólica e termodinâmica da CLP, pois segundo sua análise, o desenvolvimento de sistemas meteorológicos tropicais está diretamente relacionado com características termodinâmicas da camada. Foi verificado em seu estudo três condições sinóticas presentes na região: período seco, vórtice ciclônico e ZCIT.

Em estudos feitos para essa região, Macedo e Fisch (2018) e Carneiro e Fisch (2019) observaram que o ano de 2015 foi mais seco em relação a 2014. Durante a estação seca de 2015, o EN influenciou substancialmente a fase de crescimento da CLP, tendo também ocorrido um aumento na intensidade do Rn (fluxo de radiação líquida) máximo às 12 horas locais.

Utilizando medições realizadas entre o final de outubro e meados de novembro de 2015 de uma torre de 80 metros do projeto *Amazon Tall Tower Observatory* (ATTO), OLIVEIRA *et al.* (2020) observaram que a queda de θ_v e as mudanças na velocidade do vento durante os fluxos variaram conforme o tipo e o ciclo de vida da tempestade convectiva que ocorria nos dias analisados. Observaram também que o fluxo de calor sensível aumentou no momento da chegada da frente de rajada, que possivelmente ocorreu devido ao ar mais frio. Também observaram o aumento do fluxo de calor latente após a passagem da frente de rajada, devido ao ar mais seco. Por fim, perceberam aumentos da energia cinética turbulenta durante e após a passagem de rajadas, evidenciando o caráter altamente turbulento das saídas convectivas.

HOREL *et al.* (1989) utilizaram as análises objetivas produzidas pelo sistema de assimilação de dados do ECMWF para definir as características de circulação que acompanham o ciclo anual de atividade convectiva na região das Américas tropicais. Verificaram que na Amazônia Central (Manaus-AM) ocorre uma distribuição controlada pela nebulosidade advinda da migração SE/NO da convecção amazônica, fazendo com que os maiores totais de radiação que chegam na superfície ocorram nos meses de setembro/outubro, com mínimos ocorrendo nos meses de dezembro a fevereiro.

Segundo estudo feito por Oliveira (2006), utilizando o modelo atmosférico RAMS (*Regional Atmospheric Modelling System*) na sua versão brasileira (*Brazilian RAMS – BRAMS*), a poluição atmosférica, queimadas e mudança no uso do solo influenciam as características e os fenômenos atmosféricos que ocorrem na região de floresta. Essas atividades

fazem com que haja um aumento da magnitude do vento em casos de mudanças de floresta para pastagens, pois o desmatamento provoca a diminuição da altura média do dossel vegetativo, levando a uma queda no atrito entre a superfície e o fluxo de momentum próximo ao solo. A região do estudo faz parte, segundo Ghate e Kollias (2016), do sistema sul-americano de monções (SAMS) que se configura por duas estações diferentes: uma estação seca (junho-setembro) e uma estação chuvosa (outubro-maio) com diferenças regionais no início e na duração das duas.

Ghate e Kollias (2016) analisaram a estação seca da Amazônia, abordando os fatores que controlam a transição diurna da convecção superficial para profunda e os fatores que fazem com que haja diminuição da precipitação. Utilizando dados obtidos através do experimento GOAmazon, registraram ocorrências de eventos de precipitação durante a noite associados à advecção. Os eventos de precipitação diurna foram observados entre 12h e 16h e foram resultado de interações terra-atmosfera. Observou-se, também, que a falta de similaridade entre as evoluções das variáveis (precipitação, umidade, radiação e vento) durante as estações secas (2014/2015) para esta região, sugere que é necessário cautela na retirada de conclusões científicas em quantidades limitadas de dados.

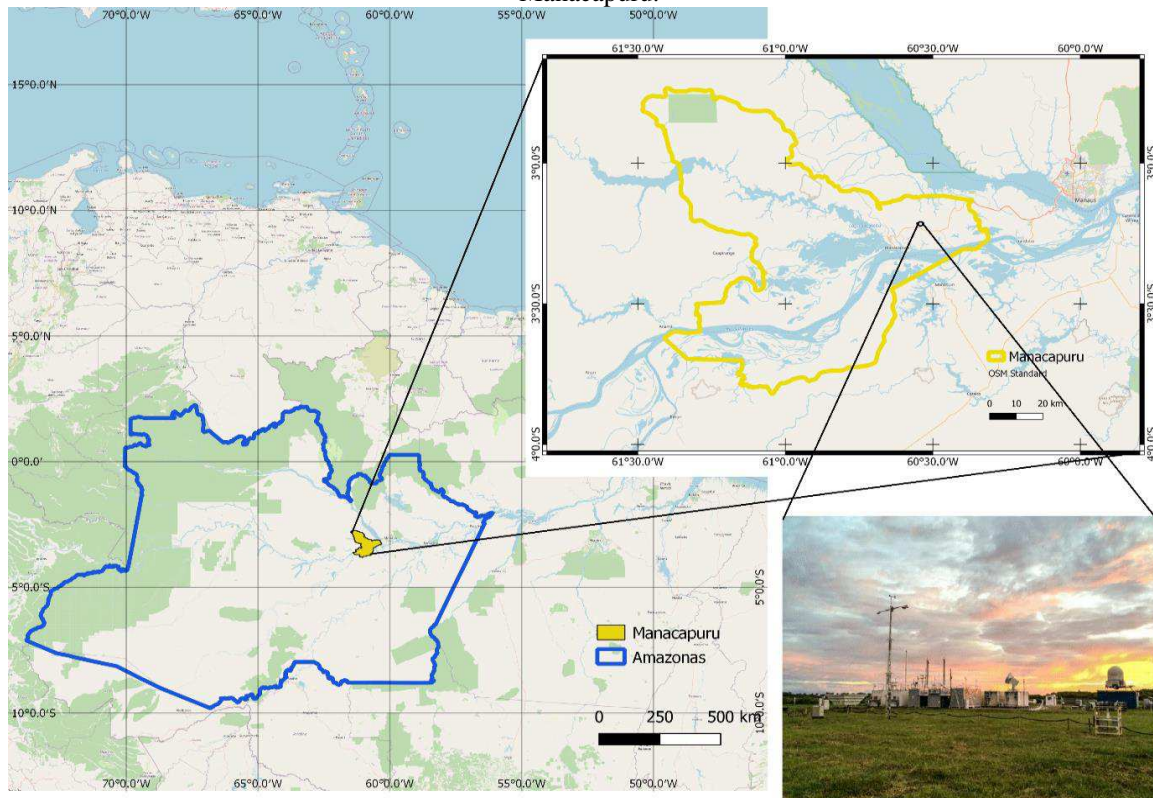
4 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo estão descritos a localização, os dados e as metodologias utilizadas na análise dos perfis da região de estudo. Neste estudo será analisado para o ano de 2015, o mês com maior ocorrência de precipitação durante o período chuvoso (janeiro), assim como o mês com menor precipitação no período seco (setembro).

4.1 ÁREA DE ESTUDO

O estudo foi realizado a 70 km na região metropolitana da cidade de Manaus, Brasil (~ 3 6' 47" S, 60 1' 31" W) no município de Manacapuru (latitude -3,21297°, longitude- 60,5981°), Estado do Amazonas (Fig.7), em uma região de pastagem, cercada por floresta. Segundo Martin *et al.* (2017), no experimento GoAmazon 2014/2015, a região de floresta do entorno juntamente com Manaus, serviram para avaliar e entender os efeitos das atividades humanas na qualidade do ar, no clima, nos ecossistemas terrestres e no clima em um contexto tropical.

FIGURA 7 - Área de estudo, localizada na estação experimental GoAmazon 2014/2015 no município de Manacapuru.



Fonte: Autora (2022).

4.2 DADOS

Os dados analisados neste estudo foram obtidos como parte do programa *The Atmospheric Radiation Measurement* (ARM, <https://www.arm.gov/>, acessado em 11 de agosto de 2021), dentro da Bacia Amazônica. O experimento teve duração entre 01 de janeiro de 2014 e 30 de novembro de 2015 durante o experimento *Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon 2014–2015* (GoAmazon 2014-2015). As medições das principais variáveis foram feitas por meio de:

- Estação Meteorológica Automática (EMA): As medidas foram feitas a cada minuto durante 24h para as variáveis da velocidade do vento à superfície, direção do vento, temperatura, umidade relativa, pressão barométrica e taxa de precipitação. Dependendo da localização geográfica, devido às condições vividas nesses locais, diferentes modelos e tipos de sensores podem ser usados para medir as variáveis essenciais;

- Lançamento de Radiossondagens (RS): Foram feitos através de balão (SONDAGENS nos horários das 05:30 HL, 07:30 HL, 11:30 HL, 17:30 HL, 17:54 HL e 23:30 HL) e forneceram medições in situ (perfis verticais) do estado termodinâmico da atmosfera, da velocidade e direção do vento;

- Ceilômetro a laser: Instrumento de sensoriamento remoto Vaisala modelo CL31, que mede a altura da nuvem, a visibilidade vertical e potenciais sinais de retroespalhamento por aerossóis, detectando até três camadas de nuvens simultaneamente. Este aparelho transmite pulsos quase infravermelhos de luz e o seu receptor detecta a luz espalhada de volta por nuvens e precipitação;

- *Eddy Correlation* (ECOR): É um sistema de medição de fluxo de correlação de Foucault, o qual fornece medições a cada meia hora dos fluxos turbulentos superficiais de momentum, calor sensível, calor latente e dióxido de carbono. O ECOR usa a técnica de covariância de turbilhão, que envolve a correlação do componente do vento vertical com o componente horizontal do vento, temperatura do ar, densidade do vapor de água e densidade do CO₂ ;

- *Surface Energy Balance System* (SEBS): Consiste em radiômetros solares e infravermelhos em um radiômetro líquido, um sensor de umidade e medidas de temperatura, umidade e fluxo de calor no solo. As medições deste sistema permitem comparação dos fluxos de calor sensíveis e latentes do ECOR com a energia disponível (equilíbrio de energia superficial) e fornecem informações sobre a umidade dos sensores para fins de qualidade de dados.

Todos os dados do experimento aqui utilizados têm acesso público e estão disponíveis no site do *Atmospheric Radiation Measurement – ARM* (www.arm.gov/research/campaigns/amf2014goamazon) de acordo com os tipos de instrumentos/medidas a quem desejar obtê-los (Ceilômetro, radiossondas, sodar, entre outros).

Neste estudo serão utilizados esses dados para construção dos perfis analisados nos meses representando o período seco (janeiro) e chuvoso (setembro) de 2015. Os dados da radiossonda das 5:30 UTC e das 17:30 UTC (01:30 HL e 13:30 HL) (Fig. 8) foram escolhidos por serem os melhores horários para observar a CLE e a CLC.

FIGURA 8 - Equipamento de lançamento das sondagens do projeto GoAmazon.



Fonte: <https://www.arm.gov/capabilities/instruments/sonde>

4.3 METODOLOGIA

Este estudo tem o propósito de realizar análises da CLP através dos perfis de temperatura potencial, dos fluxos energéticos, e do comportamento do perfil do vento nos dias sem precipitação, durante o período chuvoso e seco do ano de 2015. Foram utilizados dados observacionais para obter uma melhor compreensão da camada nesse período, na região da Amazônia central. Para a análise, observaram-se os dias cuja precipitação ocorreu no mínimo com 2 horas de antecedência do horário das sondagens para que não houvesse interferência na análise da altura da CLP.

4.3.1 Perfis de θ e θ_v

Para a análise da altura da CLP, a partir do método das parcelas foram utilizados os dados obtidos pela radiossonda, para calcular os valores da temperatura potencial (θ) (eq.3) e da temperatura potencial virtual (θ_v) (eq. 4). Foi calculado o valor da altura da CLP por meio do método das parcelas através dos perfis de θ e θ_v .

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{C_{pd}}} \quad (\text{Eq.3})$$

$$\theta_v = \theta (1 + 0,61 r) \quad (\text{Eq. 4})$$

Em que θ é a temperatura potencial, θ_v é a temperatura potencial virtual, T é a temperatura em Kelvin (K), p_0 é a pressão de referência (1000 hPa), p é a pressão atmosférica em determinado nível, R é a constante universal dos gases (0,082 atm. L/mol. K), e C_{pd} é o calor específico a pressão constante. Para o ar seco R/C_{pd} tem um valor de 0,286, e r é a razão de mistura em g/kg, que é dada em função da pressão de vapor.

Conforme as definições para encontrar a CLP, foi utilizado o critério em que se localiza o ponto mais reto do perfil, pois a mudança da temperatura no perfil já é um indicador de que já chegou ao topo da CLP, e essa variação na temperatura tem que ser de no máximo 1 grau entre a base e o topo da CLP.

Foram analisados para estação chuvosa (janeiro) os dias em que não houve registros de precipitação durante os horários das sondagens, sendo analisados para esse período 16 dias sem ocorrência de precipitação próximo ao horário das 5:30 UTC. Também foram observados para a CLC, no horário próximo às 17:30 UTC, apenas 5 dias sem precipitação (Tab. 1).

TABELA 1 - Dias do mês de janeiro/2015 com ocorrência (X) e não ocorrência (OK) de precipitação nos horários (ou próximo aos horários) das radiossondagens.

Dia	CLE (perfil de 5:30h)	CLC (perfil de 17:30h)	Dia	CLE (perfil de 5:30h)	CLC (perfil de 17:30h)
1	OK	X	17	OK	X
2	OK	X	18	OK	X
3	OK	OK	19	X	X
4	OK	X	20	X	X
5	OK	X	21	X	OK
6	OK	X	22	OK	X
7	OK	OK	23	OK	X
8	X	X	24	X	X
9	X	X	25	OK	X
10	X	X	26	OK	X
11	X	X	27	X	X
12	X	OK	28	OK	X
13	X	OK	29	OK	X
14	OK	X	30	X	X
15	X	X	31	X	X
16	X	X			

Fonte: Autora (2022)

Para setembro, foram analisados apenas 14 dias sem ocorrência de precipitação próximo ao horário das 5:30 UTC e para o horário próximo às 17:30 UTC, foram observados 15 dias sem precipitação (Tab. 2).

TABELA 2 - Dias do mês de setembro/2015 com ocorrência (X) e não ocorrência (OK) de precipitação nos horários (ou próximo aos horários) das radiossondagens.

Dia	CLE (perfil de 5:30h)	CLC (perfil de 17:30h)	Dia	CLE (perfil de 5:30h)	CLC (perfil de 17:30h)
1	OK	OK	16	OK	OK
2	OK	X	17	X	OK
3	OK	X	18	OK	OK
4	X	OK	19	X	X
5	X	OK	20	X	OK
6	X	X	21	OK	X
7	OK	X	22	X	OK
8	OK	X	23	OK	X
9	OK	OK	24	X	OK
10	X	OK	25	X	X
11	X	OK	26	X	X
12	OK	X	27	X	X
13	OK	X	28	OK	OK
14	X	OK	29	X	X
15	OK	X	30	X	OK

Fonte: Autora (2022).

4.3.2 Perturbação do vento

Para a perturbação do vento (v') foi feita a média de todos os dias analisados no mês para os meses observados, depois subtraídos pelos valores da velocidade em cada hora, sendo assim obtida a perturbação diária. A análise da perturbação do vento foi feita para que pudesse ser observado a turbulência ocorrida na camada durante os períodos analisados.

4.3.3 Número de Richardson bulk (Rib)

Para este estudo será feita a análise de Rib, com o objetivo de verificar se durante o período observado o escoamento na camada estava turbulento ou laminar, constatando-se assim se estava inserido ao que se espera na teoria do método utilizado. Para o cálculo de Rib, foi substituído na fórmula da eq. 1 as componentes zonal e meridional por Δv^2 , ficando:

$$\text{Rib} = \frac{g \Delta\theta v \Delta z}{\theta [(\Delta v)^2]} \quad (\text{Eq. 2})$$

em que Δv é o valor da velocidade do vento.

Após o cálculo, foram feitos os perfis verticais de Rib, utilizando os limiares no valor de 0,25 e 1, pois de acordo com Stull (1988), para saber se a camada é turbulenta ou se tende a laminar, Rib deve ter um valor menor que 0,25 ou maior que 1, respectivamente, assim como se a camada estiver entre 0,25 e 1, ela é considerada como indefinida, como já citado na seção 3.3.4.

4.3.4 Ceilômetro

Com o topo da base das nuvens observado pelo ceilômetro, será feita a comparação com a altura da CLP observada no perfil de θ e θ_v , para assim se entender se as alturas da CLP foram superestimadas ou se aproximaram da altura esperada nas camadas observadas.

Apesar de haver 3 medições distintas feitas pelo ceilômetro, os dados apresentaram muitas falhas na 2ª e 3ª medição. Logo, foram considerados e utilizados apenas os dados da 1ª medição para gerar os gráficos para as análises. Para o período chuvoso, a presença de muitos dias com precipitação, dificultou a confecção dos gráficos e a análise dos mesmos para esse instrumento.

4.3.5 Balanço de energia

Será feita a análise do balanço de energia com intuito de observar como se comportaram os principais componentes do balanço de energia à superfície sobre a região da Amazônia durante o período seco e chuvoso, para assim comparar suas ocorrências com a variação na altura da CLP nestes períodos observados.

Para o balanço de energia foram feitos os gráficos utilizando os dados dos instrumentos SEBS (*Surface Energy Balance System*) e ECOR (*Eddy Correlation*), ao qual consiste em radiômetros solares e infravermelhos. A partir dos dados baixados foram feitos os gráficos dos fluxos de calor do solo (QG), fluxos de calor latente (QE) e fluxos de calor sensível (QH) e saldo de radiação (Rn) para a análise do balanço.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

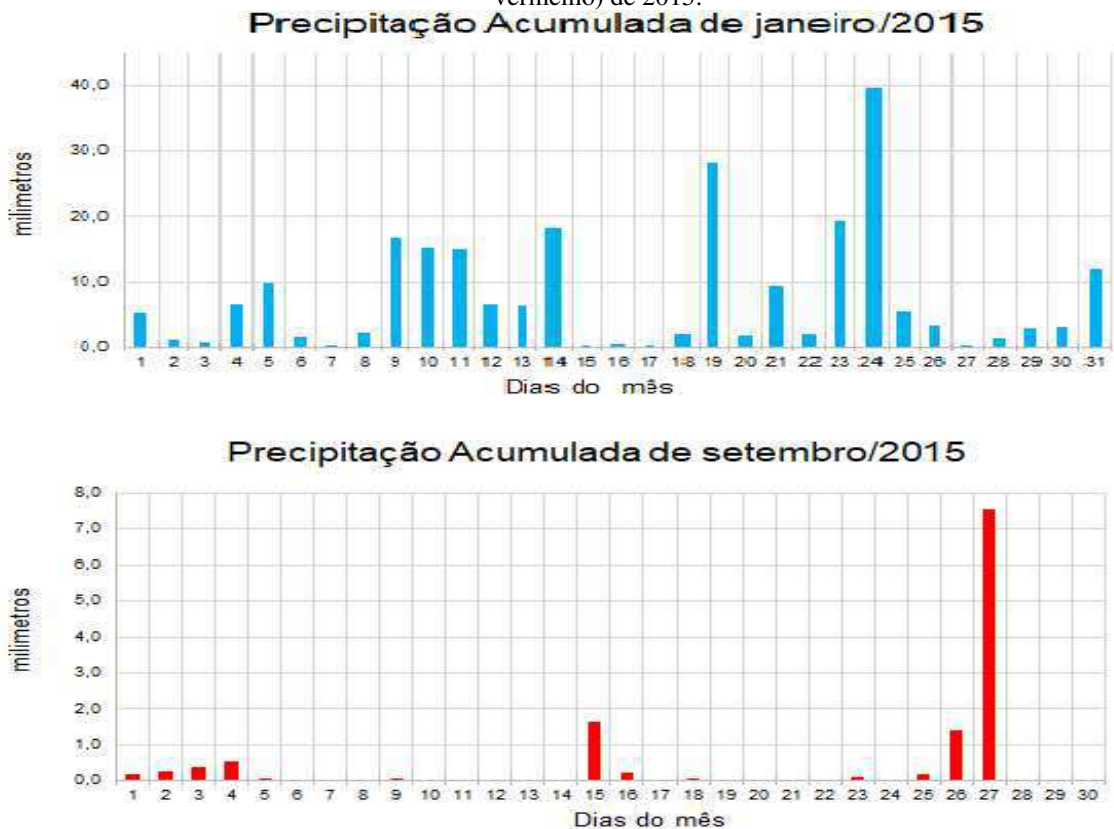
5.1 PRECIPITAÇÃO

Uma das finalidades deste estudo foi identificar o comportamento dos processos de turbulência atmosférica e as trocas energéticas durante as estações seca e chuvosa. Para isso, foram separados dois meses para representar ambas as estações, tendo como referência a precipitação acumulada (Figura 9), assim como a disponibilidade de dados da velocidade do vento e temperatura. Janeiro/2015 e setembro/2015 foram os meses escolhidos referentes a estação chuvosa e seca, visto que, segundo os dados observados, o mês de janeiro foi o de maior ocorrência de precipitação, com 471,2 mm, assim como o mês de setembro foi o de menor ocorrência de precipitação para o período seco de 2015 com 46,6 mm, como visto na Fig. 9.

FIGURA 9 - Precipitação acumulada mensal para 2015.

Fonte: Autora (2022).

Na Figura 10 são mostrados os acumulados diários de precipitação durante os meses de janeiro e setembro de 2015. Observa-se uma diferença na distribuição de chuva entre as estações, sendo registrado no mês de janeiro ocorrência de precipitações em todos os dias, com um volume de chuva variando entre 0,2 mm e 40 mm nos dias 07 e 24, respectivamente. Esse comportamento é diferente do que foi observado no mês mais seco (setembro), em que foram registrados menores volumes de precipitação, com muitos dos dias sem chuva (0 mm) e uma maior ocorrência chegando a no máximo 7,6 mm (dia 27).

FIGURA 10 - Precipitação acumulada mensal e diária de janeiro (gráficos em azul) e setembro (gráficos em vermelho) de 2015.

Fonte: Autora (2022).

5.2 ESTAÇÃO SECA

5.2.1 Perfil de θ e θ_v

Camada Limite Estável (1:30h HL)

Durante a noite, como já visto na seção 3.1, ocorre a formação da CLE com o resfriamento da superfície após o pôr do sol, não havendo, portanto, a participação direta da radiação solar na formação da turbulência registrada no período noturno. Desta forma, nesta seção foi observada a CLE para os perfis de θ e θ_v da radiossondagem para o horário aproximado de 1:30 HL (5:30 UTC), somente para os dias sem precipitação ocorrida próxima a esse horário, para o mês mais seco de 2015.

Como mostrado na Tabela 2, dos 30 dias do mês de setembro de 2015, apenas 14 dias foram utilizados para análise da altura da CLP, por não haver nenhuma ocorrência de chuva próxima ao horário da radiossondagem. Na Figura 11, portanto, são mostrados os perfis de θ e θ_v dos 14 dias analisados para observar a altura da CLP e a altura da CLE. A menor altura da CLP no período observado foi de aproximadamente 389 m (Fig. 11e), com uma maior altura de 1609,5 m (Fig. 11h) nos dias 08 e 13 respectivamente, como visto na Tab. 3. A média da altura para o mês de setembro foi em torno de 843,5m.

Para este mês, alguns dias, 08, 12, 15 e 16 (Figuras 11e, 11g, 11i e 11j respectivamente), apresentaram ocorrências de instabilidades na camada superficial, sendo os dias 15 e 16 os que apresentaram uma maior e mais evidente instabilidade. Essa instabilidade durante o horário observado, pode estar associada a influência de circulação do tipo brisa entre área de floresta e área desmatada, segundo resultados de estudos feitos com dados observados por Barbosa (2018) para mesma área deste estudo e por Silva (2017), para região de Fortaleza.

TABELA 3 - Dados de altura, temperatura potencial (θ) e temperatura potencial virtual (θ_v) da CLE e CLP para os dias analisados.

Dia	CLE (m)	CLP (m)	θ (K)	θ_v (K)
1	169,4	1177,8	304	307,5
2	196,6	510	302	305,5
3	155	821	303	307
7	326,7	750	305	309
8	242,1	389,9	304	307
9	264,8	1336,3	306	308
12	140,8	657,3	305	308
13	126,3	1609,4	307	310
15	177,5	1169,8	304	308
16	207,5	584,9	303	306
18	147	629,3	305	308,5
21	308,4	793	306	309
23	225,4	602,8	306	309
28	122,8	777,1	306	309

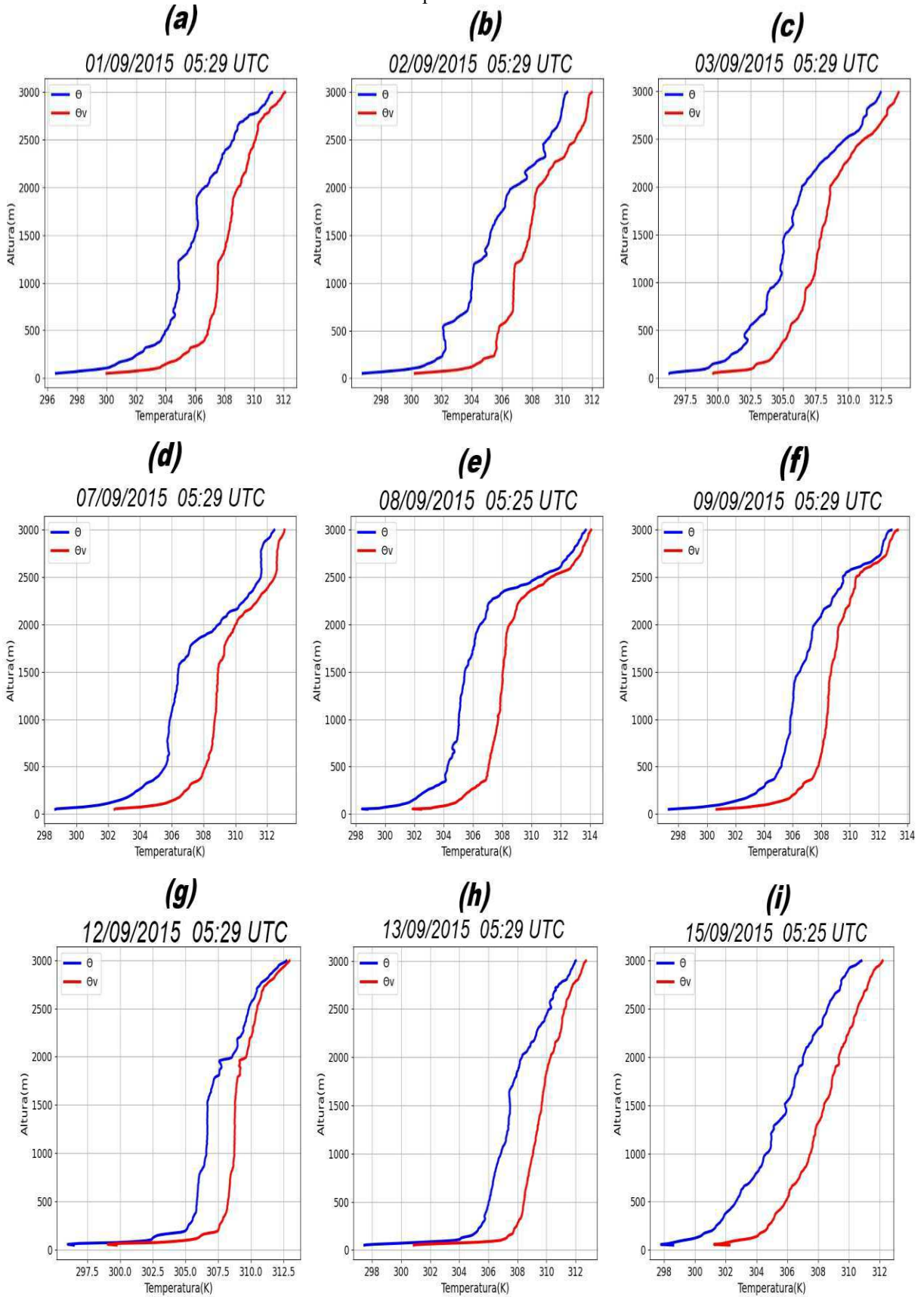
Fonte: Autora (2022).

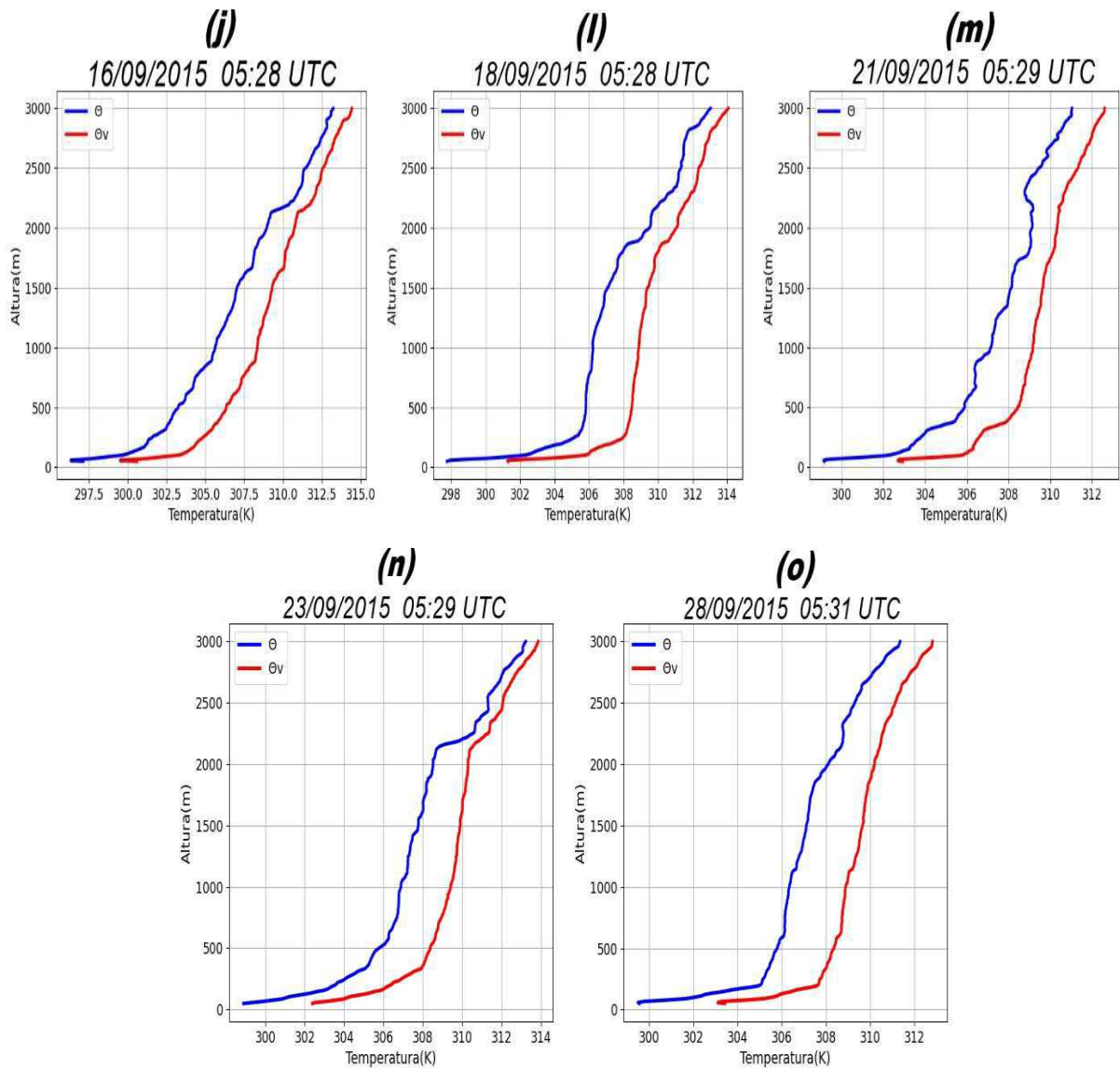
Em todos os perfis pode ser observado que tanto θ quanto θ_v , tiveram altura das camadas semelhantes. A CLE mais rasa ocorreu no dia 28 (Figura 11o) alcançando o topo de aproximadamente 122,8 m, e a mais profunda ocorreu no dia 7 (Figura 11d), atingindo o topo com 326,7 m.

Os perfis para os dias 3,15,16 e 21(Figuras 11c, 11i, 11j, 11m) não mostraram CR bem definida, logo não foi possível observar uma forte neutralidade nesta camada. Acima da CR, observou-se a AL, com θ e θ_v aumentando com a altura. Para os dias analisados não foi possível identificar a ocorrência da CI, porém com relação a profundidade da CR, pode-se observar uma grande variação entre os perfis com uma diferença de 1219 m entre a maior e menor altura.

Para os perfis analisados, verificou-se que durante o período noturno, a CLP alcançou a profundidade máxima no dia 13 (Figura 11h), com seu topo atingindo altura de 1609,4 m. Neste mesmo dia também foi observada a menor CLE com topo de 126,3 m. A profundidade mínima foi observada no dia 08 (Figura 11e), com seu topo alcançando o nível de 389,9 m. Para este dia, se observou uma das maiores alturas para a CLE, que atingiu 242 m.

FIGURA 11 - Perfis de θ e θ_v para o horário das 01:30 HL do mês de setembro.





Fonte: Autora (2022).

5.2.2 Perfil de Vento na CLE

Nesta seção são mostrados os perfis verticais da velocidade do vento para os mesmos dias e horários analisados para a temperatura potencial na CLE, podendo-se observar que no período noturno, próximo à superfície, os ventos são mais fracos em comparação as camadas acima da CS, devido ao atrito na superfície que fazem com que o vento desacelere próximo a ela.

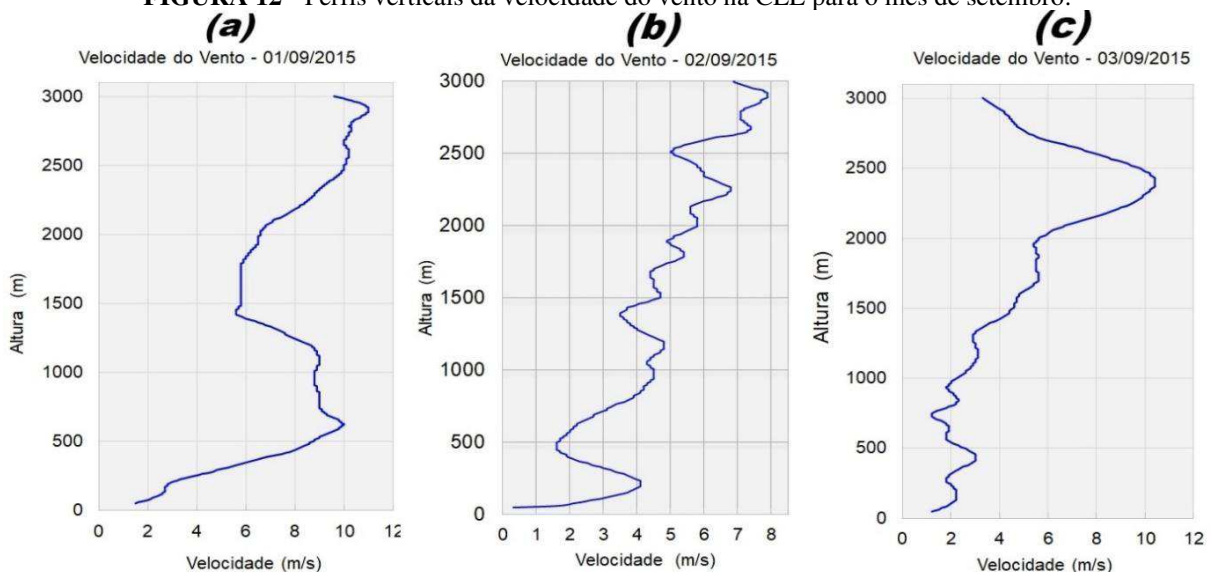
Dos perfis analisados, em apenas um (dia 02, Figura 11b) foi observado uma possível ocorrência de jato noturno, em que seu máximo coincidiu com o mesmo nível indicado pelo topo da CLE nos perfis de θ e θ_v . De acordo com a definição feita por Wippermann (1973), o Jato Noturno é o máximo relativo no perfil vertical de velocidade do vento nos primeiros quilômetros da atmosfera.

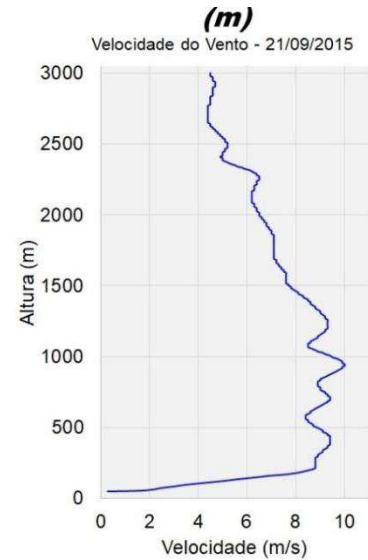
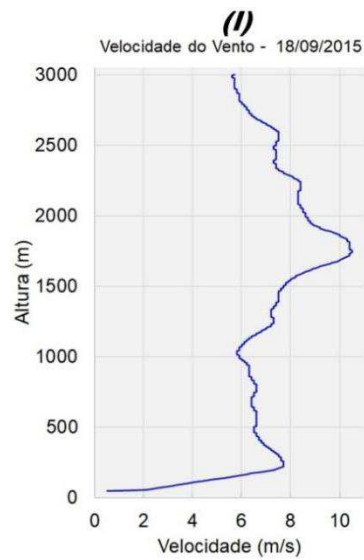
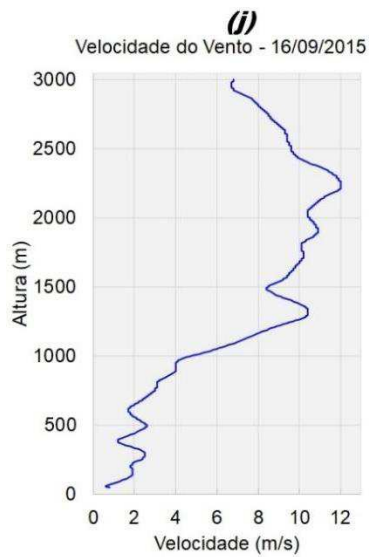
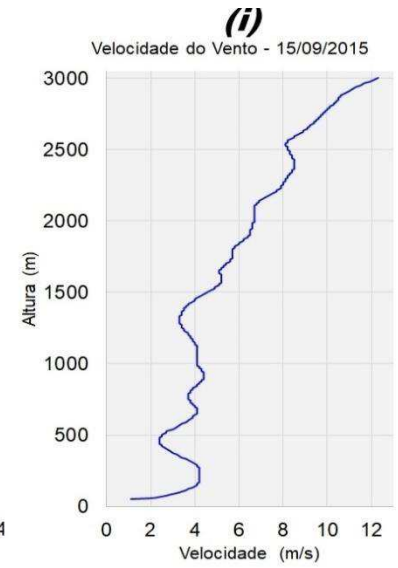
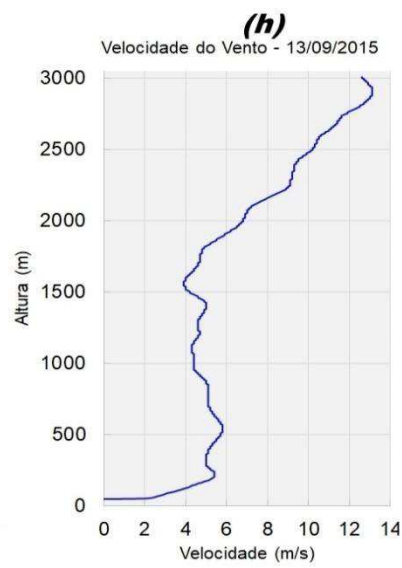
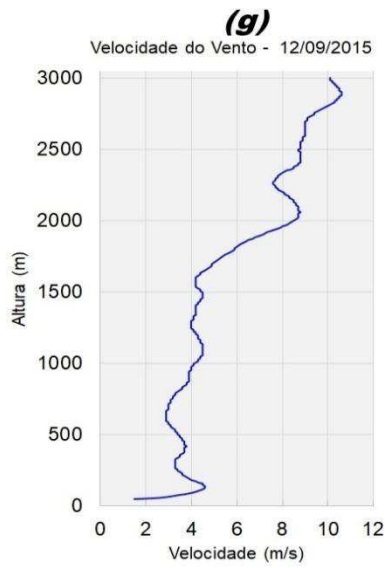
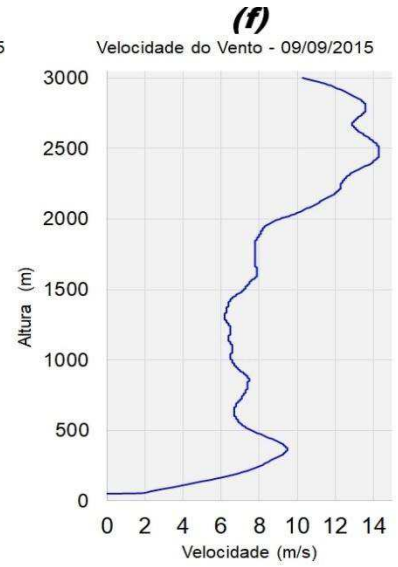
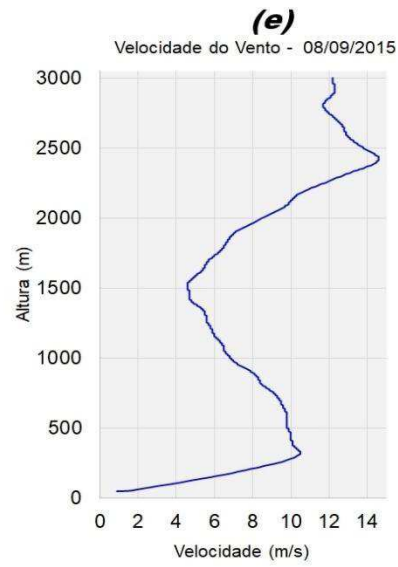
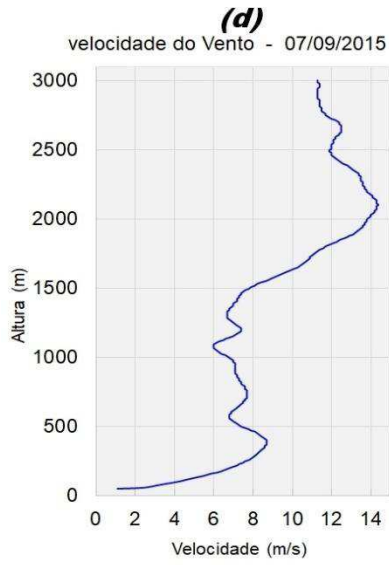
A definição feita por Stull (1988) foi usada neste estudo para identificar a ocorrência de JN durante os dias analisados de forma que, para ser jato noturno deve ocorrer um máximo na velocidade do vento, maior ou igual a 4 m/s, em que acima deste, seja identificada uma diminuição imediata em sua velocidade para a identificação do topo da CLE, de forma que esse máximo na velocidade coincida com o topo da CLE. Com isso, para todos os outros perfis não se observou ocorrência de um máximo relativo na intensidade do vento coincidindo com o topo da CLE como identificado nos perfis de θ e θ_v , excluindo, portanto, a ocorrência de JN para estes dias.

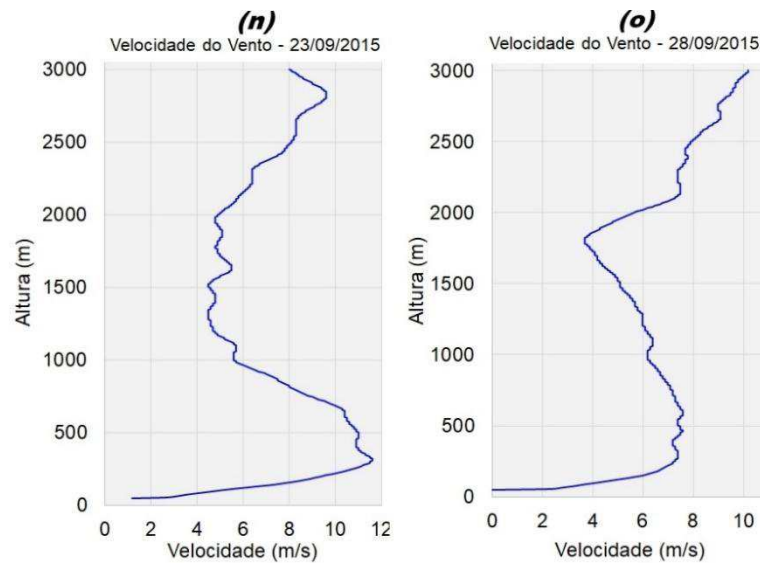
Pode ser observado também que nos níveis em que se formou a CLE, verificou-se que quanto mais estável foi a camada, mais forte foi o cisalhamento do vento próximo à superfície. O dia 07, ao qual foi observado a maior profundidade na CLE (Fig. 10d) apresentou um forte cisalhamento do vento ocorrendo próximo a CS (Fig. 11d), que variou de 0 a 8 m/s em menos de 400 metros de altura. E assim como no dia 07, pode-se observar esse mesmo comportamento para outros dias analisados (Figuras 11e, 11f, 11l, 11m, 11n e 11o). Isso ocorre devido, possivelmente, à pouca ocorrência da turbulência, que por sua vez diminui a resistência para a passagem do vento. Logo, nos dias com a CLE mais estável, como observado no perfil de θ e θ_v da Figura 10, o vento estava mais acelerado próximo a superfície.

Nos perfis da velocidade do vento, se observa que nos níveis onde foi indicado o topo da CR, o vento teve comportamento aproximadamente constante, sem grandes variações, exceto em alguns dias. A pouca variação da velocidade do vento dentro da CR, assim como uma maior neutralidade no perfil de temperatura potencial, são resultantes da turbulência ocorrida nesta camada.

FIGURA 12 - Perfis verticais da velocidade do vento na CLE para o mês de setembro.







Fonte: Autora (2022).

5.2.2.1 Camada Limite Convectiva (13:30h HL)

Aqui serão mostrados os resultados obtidos referentes à caracterização da Camada Limite Convectiva (CLC) observando suas subcamadas existentes (CS, CM e ZE). Dos 30 dias do mês de setembro no horário das 13:30 HL para a CLC, 15 dias não houve ocorrência de precipitação próximo ao horário da sondagem, porém apenas 14 dias foram utilizados para esta análise, pois apesar de não ter ocorrido precipitação próximo ao horário das 13:30h (Tabela 1), o perfil do dia 30 para a CLC, não pôde ser feito pelo fato de não haver dados da radiossonda. Em sua maioria, os perfis mostraram características distintas entre si, tendo uma menor altura (1003,3 m) ocorrendo no dia 28 (Fig. 12o) e uma maior altura (2469,2 m) ocorrendo no dia 22 (Fig. 12m), como mostrado na Tab.4. A média da altura da CLP para estes dias foi de 1797,3 m.

TABELA 4 - Dados de altura do perfil de θ e θ_v , temperatura potencial (θ) e temperatura potencial virtual (θ_v) da CLC para os dias analisados.

Dia	CM (m)	CLP (m)	θ (K)	θ_v (K)
5	1806,5	1909	305,9	309,8
8	1261,4	-	306	309
9	2188,5	2260,4	307	309,5
10	2146	2236	306	309
11	1570,7	1656	306	309
14	1294,2	1356,8	307	308,5
16	1520,6	1571,7	305	309
17	1465,7	1634,2	306	309
18	1611,5	1662,8	306,9	309,5
19	1616,5	1644,5	308	311
20	1687,9	1911,9	307	310,5
22	2301,5	2469,2	309	311,5
24	1991,4	2057,5	307	310,5
28	959,2	1003,3	307,8	310,5

Fonte: Autora (2022).

Na CLC, se observa o período em que ocorre a maior temperatura e automaticamente, o aquecimento máximo da superfície. Devido à superfície, no horário da tarde, está mais aquecida, as camadas acima se aquecem rapidamente. Com isso, a temperatura potencial e potencial virtual diminuem com a altura, fazendo com que a CS esteja instável. Portanto, devido a ocorrência desta instabilidade de θ e θ_v próximo a superfície, foi possível identificar a CS neste horário para todos os perfis analisados.

Com a instabilidade encontrada nos perfis analisados foi possível identificar CS rasas para maioria dos dias, com a ocorrência de uma CS mais profunda apenas nos dias 9 e 24 (Fig. 13c e 13n) chegando a 160,3 m e 103 m, respectivamente. Não foram observadas diferenças entre os dias quanto ao nível de instabilidade.

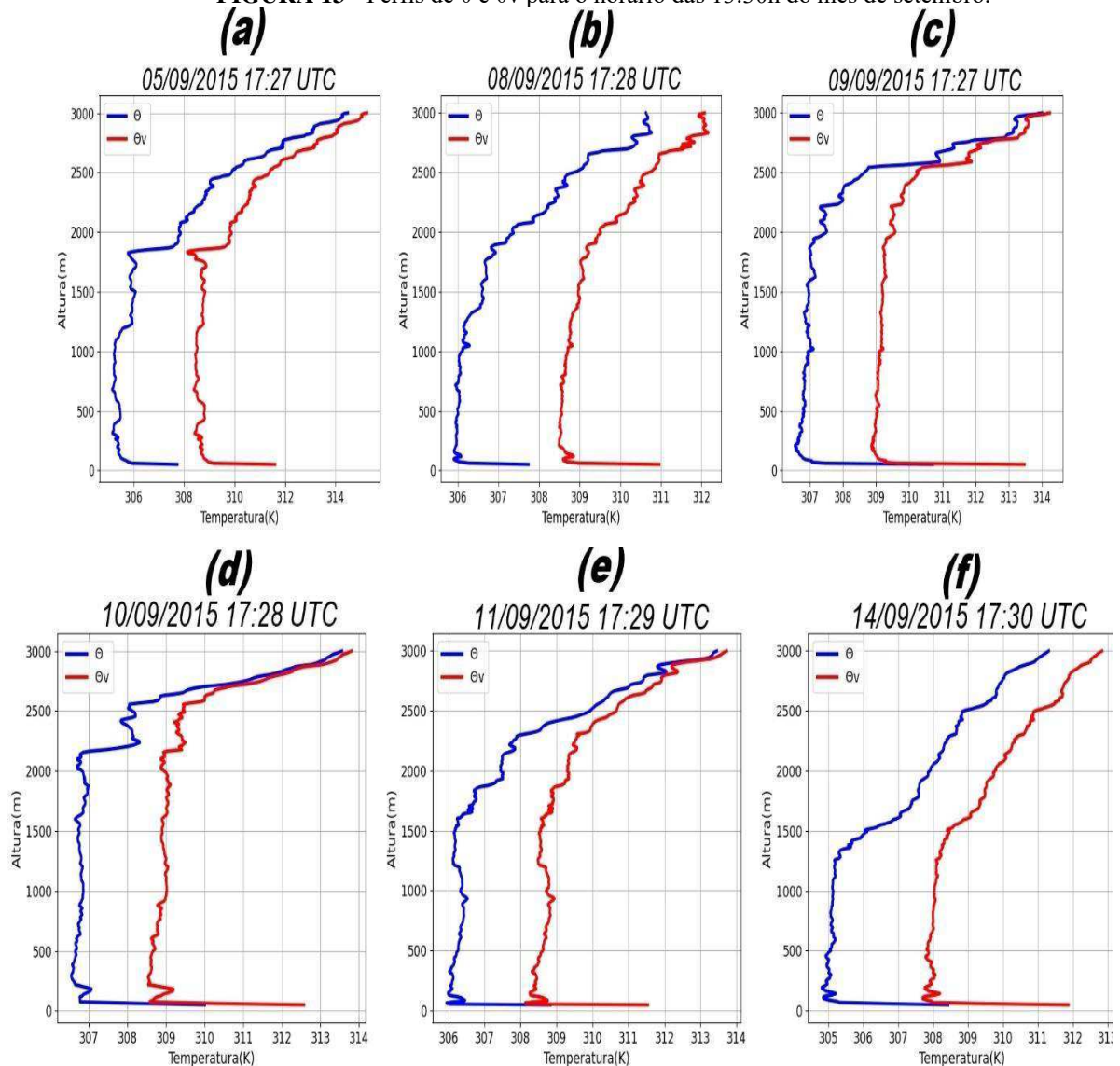
As CM se diferenciam entre si ao longo dos dias, principalmente com relação à altura do seu topo. Como exemplo, tem-se a que se formou no dia 22 (Fig. 13m), em que foi observada a maior profundidade entre as CLP, atingindo o nível de aproximadamente 2301 m. Ao passo que a CM mais rasa ocorreu no dia 28 (Fig. 13o), no nível aproximado de 959 m.

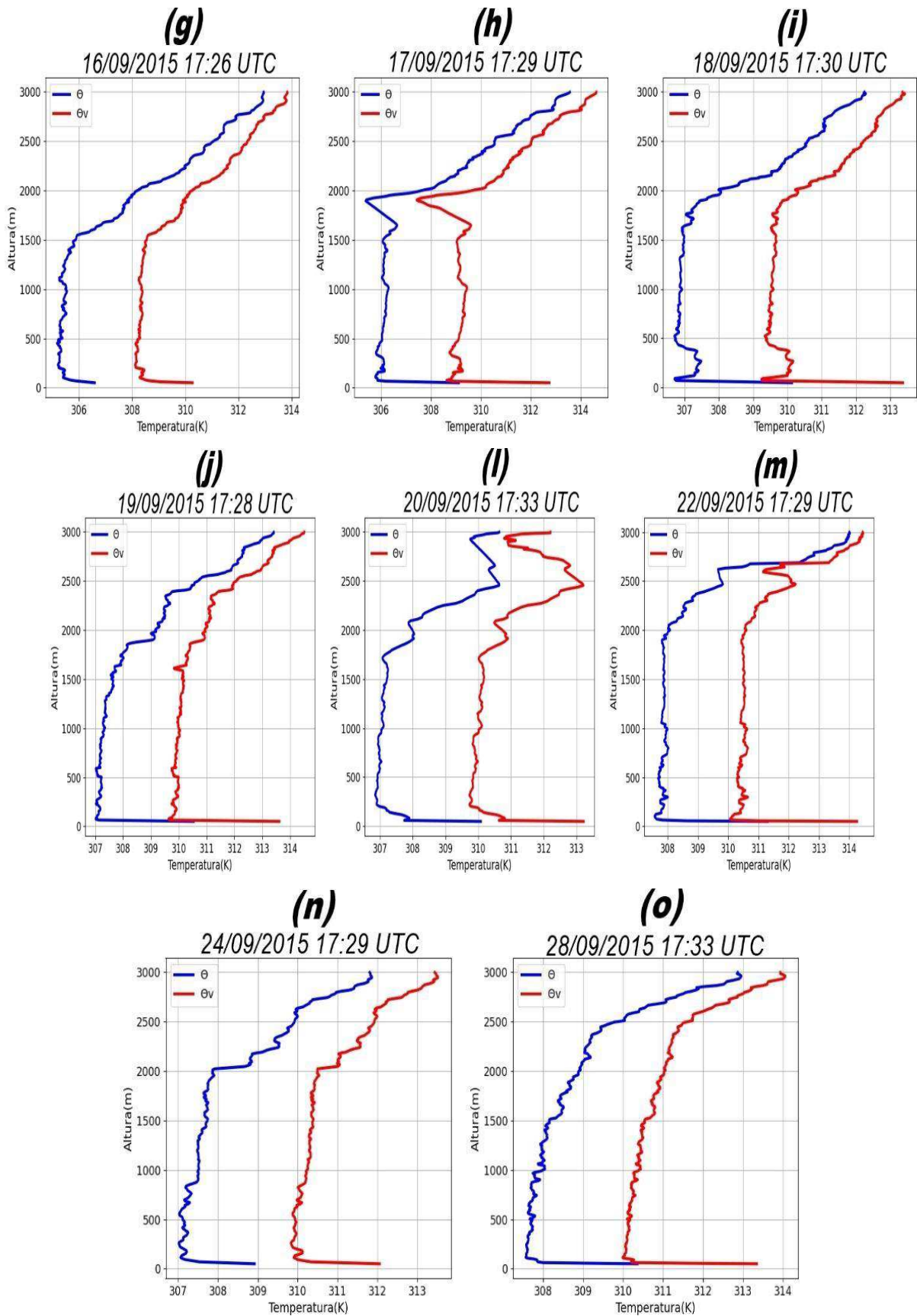
Acima da CM, é visto a formação da ZE, ao qual ocorre as trocas mais acentuadas com a atmosfera livre, sendo observada a maior profundidade desta camada no dia 20 (Figura 13l), entre a altura de aproximadamente 1687 m e 1911 m. Observando-se após essa altura a atmosfera livre, com o aumento de θ e θ_v com a altura. Enquanto a ZE mais rasa, formou-se nos dias 10, 11, 14, 16, 18, 19, 24 e 28 (Fig. 13d, 13e, 13f, 13g, 13i, 13j, 13n e 13o), com espessuras chegando no máximo a 90 m. Porém, dos dias analisados, em um não foi possível identificar a ZE, dia 08 (Fig. 13b). Contudo, apesar da análise, não foi possível identificar o

motivo dessa não identificação da ZE, já que para este dia não se observou ocorrência de precipitação próximo ao horário da sondagem, assim como também não há identificação de erro de instrumentação nos dados.

Com isso, se observou que dos perfis analisados, a CLP obteve a sua máxima profundidade no dia 22 (Fig. 13m), com o topo de aproximadamente 2469,2 m. E sua menor profundidade ocorreu no dia 28 (Fig. 13o), com um topo chegando a 1003,3 m. Essa diferença de 1465,9 m pode ser explicada possivelmente devido a quantidade de energia que chegou à superfície no horário da tarde para estes dias, como será observado mais detalhadamente na seção 5.2.7, uma vez que, como já dito em seções anteriores, a turbulência assim como formação de nebulosidade, são fatores que influenciam na altura da CLP, e ambas as variáveis estão interligadas a quantidade de energia que chega à superfície.

FIGURA 13 - Perfis de θ e θ_v para o horário das 13:30h do mês de setembro.





Fonte: Autora (2022).

5.2.3 Perfil de vento na CLC

Aqui serão analisados os perfis verticais da velocidade do vento (Figura 13) durante o período diurno para o mês de setembro. De acordo com Stull (1988), a CM apresenta ventos com direções e velocidades quase constantes, chegando a zero próximo do solo, ao qual resulta em um perfil de velocidade do vento quase logarítmico com a altura na camada superficial.

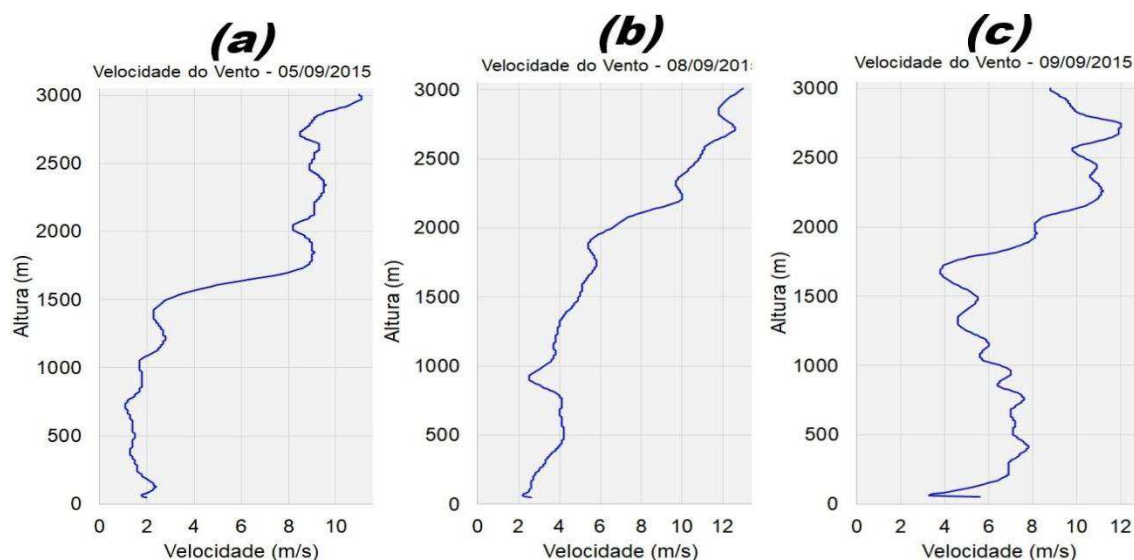
Com os perfis verticais do vento foi observado a altura em que ocorria neutralidade na CM, considerando que o topo da CM coincide com o fim da região em que a variação na velocidade do vento é mínima.

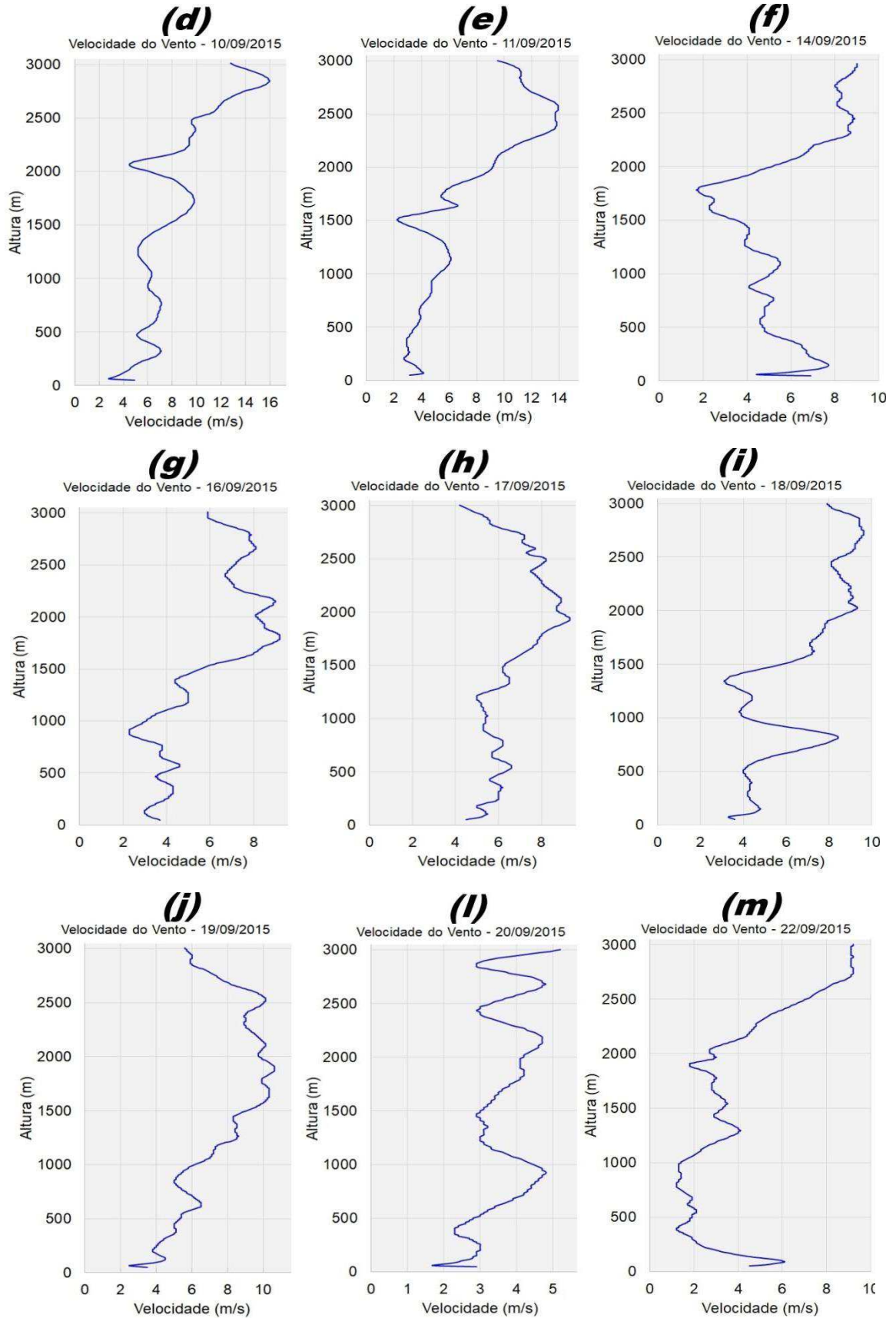
Em todos os perfis analisados não se observou semelhança no nível de ocorrência do topo da camada quando se comparou o perfil da velocidade do vento e o perfil de θ e θ_v . Os dias 05 e 19 (Figuras 13a e 13j, respectivamente) foram os dias com alturas mais próximas entre as análises de ambos os perfis, com diferença entre as alturas de 70,5 m para o dia 05, e 63,2 m para o dia 19.

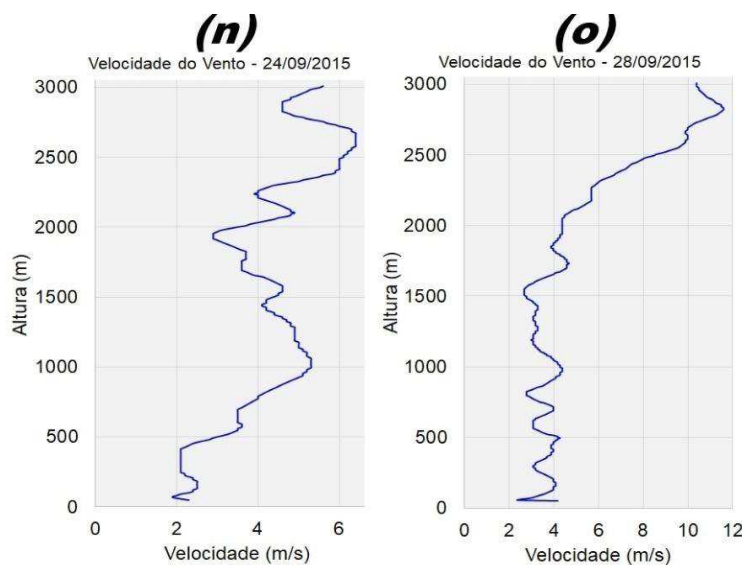
Na maioria dos perfis, as CM observadas nos perfis de vento foi superestimada em comparação aos perfis de θ e θ_v , como por exemplo o perfil do dia 8 (Fig. 13b), cujo topo da CM para o perfil de vento estava de aproximadamente 2219 m. Para os dias 09, 16, 17, 18, 24 e 28 (Figuras 13c, 13g, 13h, 13i, 13n e 13o respectivamente), as CM observadas nos perfis de vento foram menores em relação a θ e θ_v .

Tanto para o perfil diurno quanto noturno, foi observado que a velocidade do vento tende a zero próximo a superfície, mostrando o efeito de rugosidade.

FIGURA 14 - Perfis de Vento durante os dias do mês de setembro analisados para CLC.







Fonte: Autora (2022).

5.2.4 Número de Richardson bulk

5.2.4.1 CLE (1:30h HL)

O método de Richardson bulk assume que a altura da CLP corresponde à altura em que o Rib atinge um valor crítico. Segundo Wallace e Hobbs (2006), esse valor crítico representa a transição entre um fluxo laminar e um fluxo turbulento. Na literatura são encontrados muitos intervalos para os valores críticos (ZHANG et al., 2014), porém são mais frequentes valores próximos a 0,25 (SEIBERT,2000; STULL, 1988). Contudo, dependendo das características e condições locais esse valor pode variar.

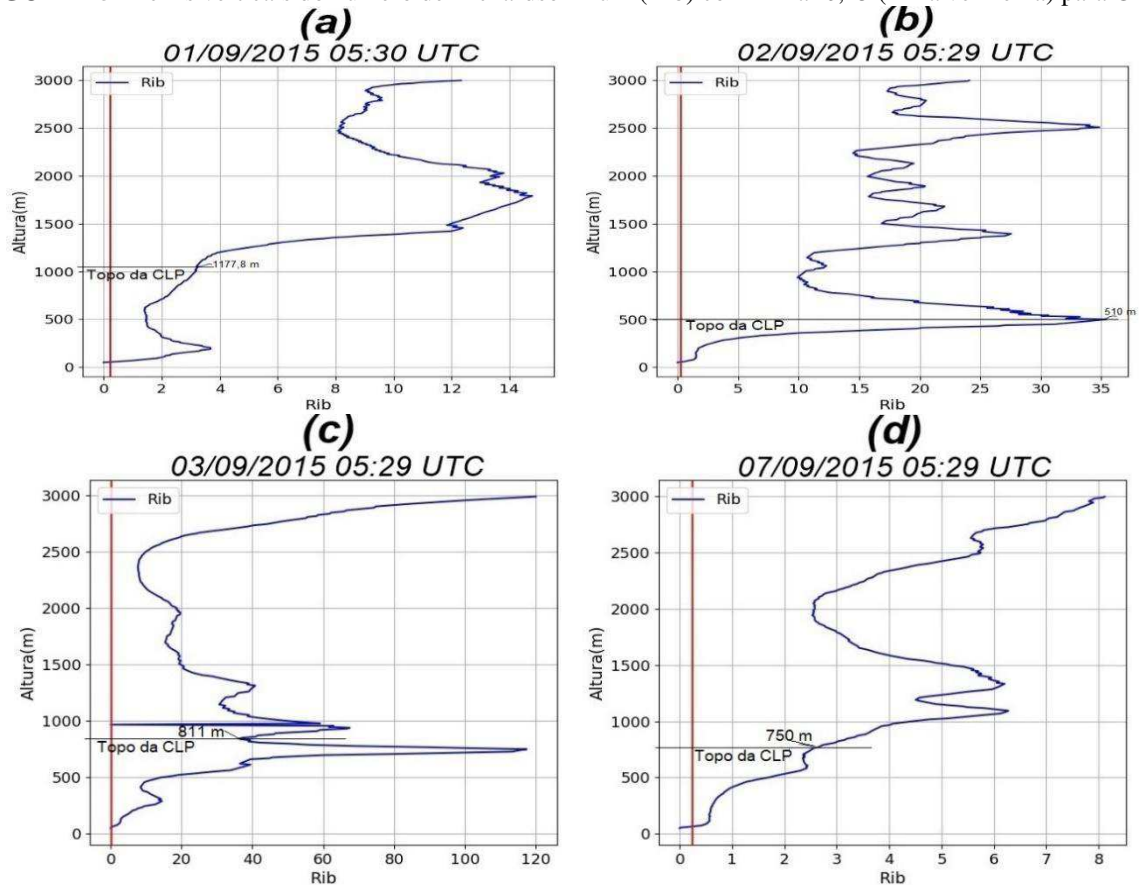
Como neste trabalho o Rib é complementar para a análise da camada no momento das sondagens, não será introduzido detalhes de cada camada observada com relação a este método, sendo apenas observado se ele é um bom método para a análise de uma camada com ocorrência de um escoamento laminar ou turbulento.

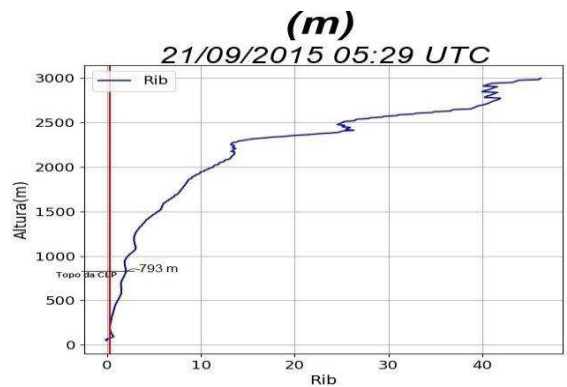
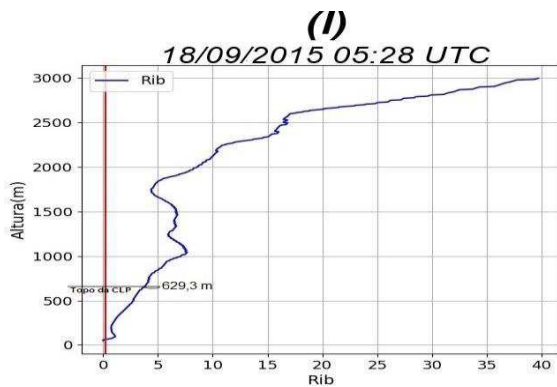
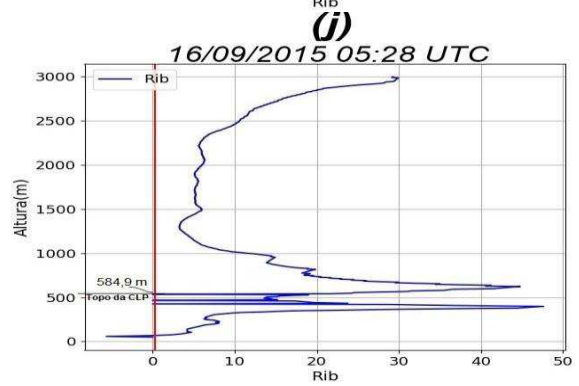
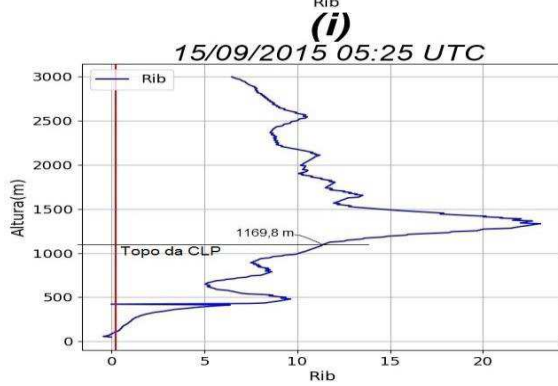
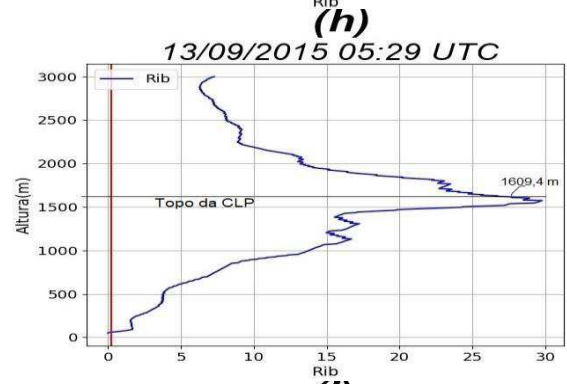
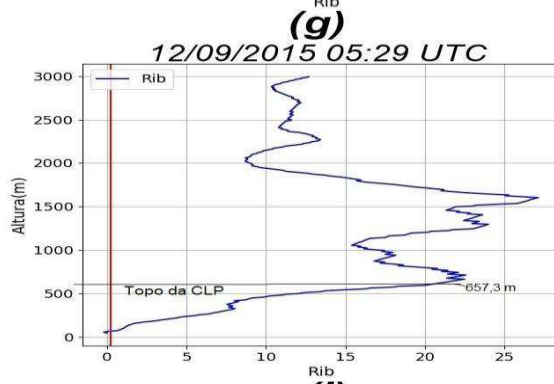
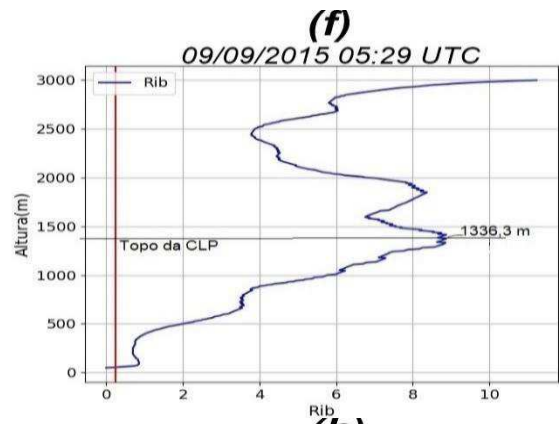
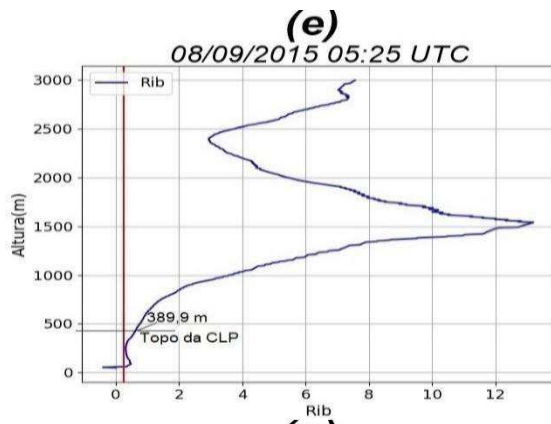
Com isso, neste estudo, a análise de Rib foi feita para os mesmos dias e horários usados para os perfis de θ e θ_v , conforme a Tabela 1. Na análise dos perfis verticais para o Rib, mostrados na Figura 15, foram empregados os limiares críticos de 0,25 e 1, a fim de verificar se ocorreu uma camada com escoamento laminar, maior que 1, ou turbulento, menor que 0,25.

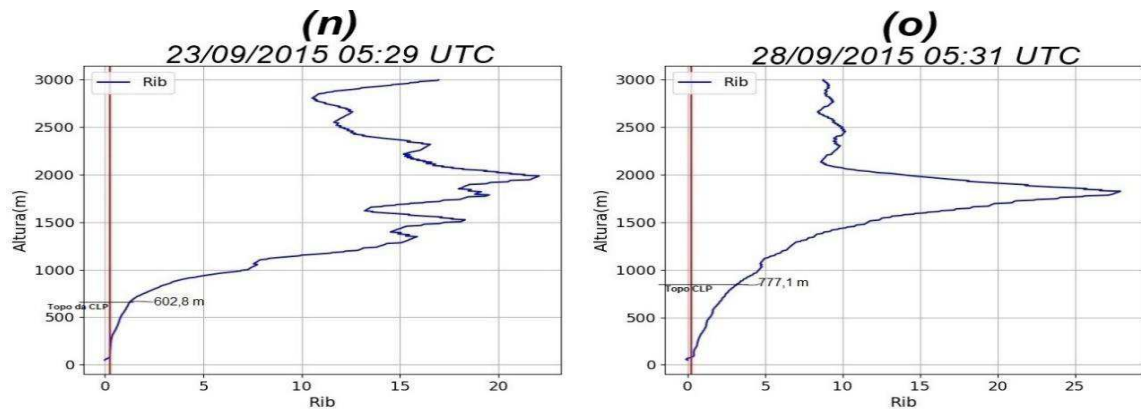
O Rib mostrou valores acima do número de Richardson crítico (escoamento laminar) para a sondagem das 01:30 h. Pode-se observar na Figura 15 que a região onde há um máximo de Rib, com valor maior que 1 até 100 m próximo a superfície, é a camada onde no perfil vertical de vento mostrou um decaimento da velocidade com a altura.

Na análise da CLE, como o esperado, foi observado nos perfis de Rib que havia escoamento laminar em todos os dias analisados, assemelhando-se assim com o que diz a teoria. Fica possível concluir que, dentro desse método é possível de fato determinar que a camada estava laminar durante o período noturno.

FIGURA 15 - Perfis verticais do número de Richardson Bulk (Rib) com limiar 0,25 (linha vermelha) para CLE.







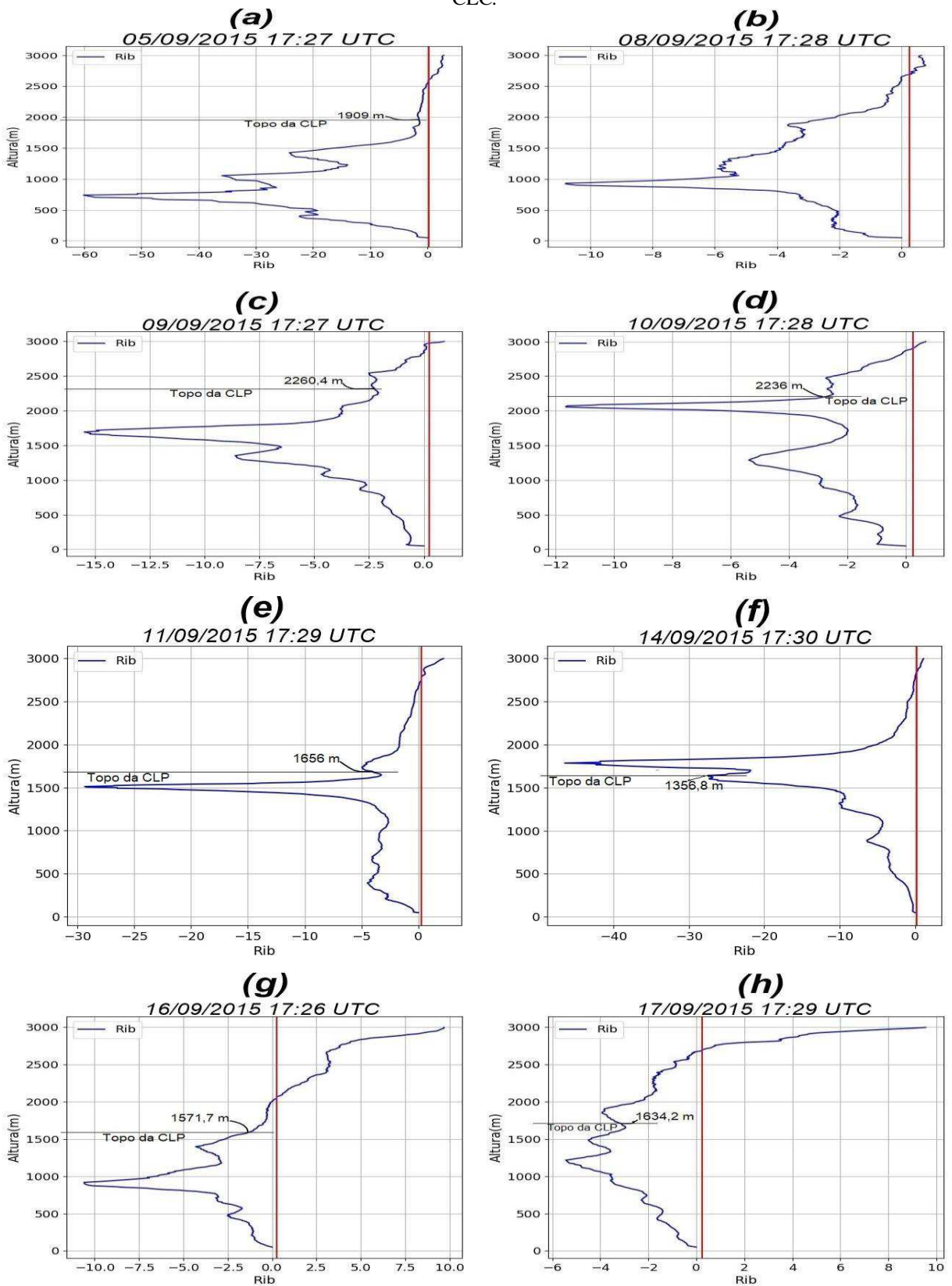
Fonte: Autora (2022).

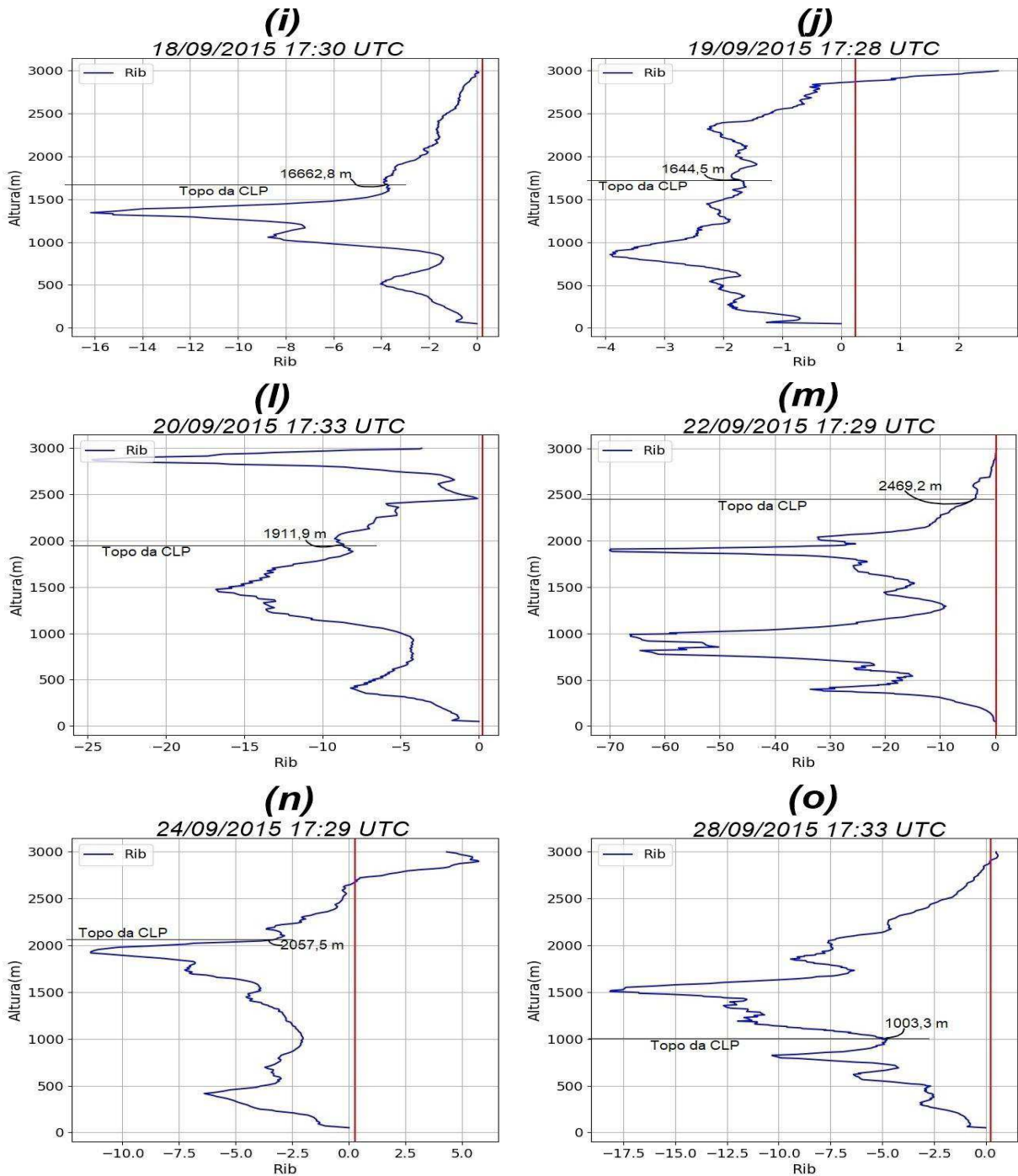
CLC (13:30h HL)

Na Figura 16 são mostrados os perfis verticais para o Rib empregando o limiar de 0,25, a fim de verificar se havia uma camada com escoamento estável ou turbulento na CLC para os mesmos dias analisados em θ e θ_v , assim como foi feita para CLE. Para o perfil vertical da CLC foi visto o Rib negativo em todos os perfis, com valores maiores que 0,25 apenas acima de 2000 m, ou seja, o Rib para o período diurno tem valores menores que o limiar aqui adotado, mostrando que na CM, assim como na CS, o escoamento era turbulento, tornando-se laminar apenas na altura da AL.

Assim como na análise para a CLE, aqui para a CLC os resultados mostram que foi possível determinar que o escoamento é turbulento durante o período diurno observado. Os resultados encontrados aqui podem ser comparados com o de Zhang *et al.* (2014) que utilizou dados observacionais para analisar a altura da CLP, obtidos durante quatro campanhas de experimentos que foram conduzidas sob diferentes condições atmosféricas e de superfície. O qual observou em seus resultados encontrados para a CLE um valor de Rib maior que 0,5, sendo este o valor crítico escolhido e para CLC valores negativos de Rib.

FIGURA 16 - Perfis verticais do número de Richardson Bulk (Rib) com limiar 0,25 (linha vermelha) para a CLC.





Fonte: Autora (2022).

5.2.5 Ceilômetro

A seguir, serão apresentados os resultados para o ceilômetro nos dias analisados tanto para o período noturno, CLE, quanto para o período diurno, CLC. Foi observado que as alturas estimadas pelo ceilômetro durante o período noturno, em sua maioria, foram subestimadas em comparação ao perfil de θ e θ_v , chegando a uma diferença com 128,9m (80% menor) no dia 13, ao passo que para o período diurno observa-se que as alturas em sua maioria foram

superestimadas, atingindo 1456,7m de diferença (59% maior) no dia 28, como mostra a Tabela 5.

TABELA 5 - Alturas do topo da Camada Limite Planetária avaliadas para a temperatura potencial (esquerda) e ceilômetro (centro) durante o período noturno (CLE) e diurno (CLC) para o mês de setembro/2015 e diferença em porcentagem (direita) em que o ceilômetro subestimou/superestimou o perfil de temperatura potencial.

CLP Período Noturno				CLP Período Diurno			
Dia	Perfil de θ e θ_v (m)	Ceilômetro (m)	Diferença em %	Dia	Perfil de θ e θ_v (m)	Ceilômetro (m)	Diferença em %
1	1177,8	1700	44	5	1909	1750	8
2	510	435	15	8	-	2330	-
3	821	100	88	9	2260,4	2500	11
7	750	130	83	10	2236	2400	7
8	389,9	1000	61	11	1656	2290	38
9	1336,3	170	87	14	1356,8	2030	50
12	657,3	145	78	16	1571,7	700	55
13	1609,4	320	80	17	1634,2	1520	7
15	1169,8	120	90	18	1662,8	1900	14
16	584,9	460	21	19	1644,5	2035	24
18	629,3	120	81	20	1911,9	2055	7
21	793	380	52	22	2469,2	2725	10
23	602,8	130	78	24	2057,5	2865	39
28	777,1	140	82	28	1003,3	2460	59

Fonte: Autora (2022).

A Fig. 17 mostra os dias analisados para a altura da CLP feita pelo ceilômetro, sendo observado que em alguns dias a altura mostrada foi bem acima da usual esperada para o horário, como visto no dia 8 (Fig. 17f) onde se vê uma altura no horário da sondagem do período noturno de aproximadamente 1000 m, enquanto no perfil de θ e θ_v (Fig. 11e) foi observada uma altura de 389,9 m. Isso mostra que a medição do ceilômetro foi superestimada, haja visto que para o período noturno, a CLP é menor por não estar ocorrendo (diretamente) a troca de energia e por não estar chegando radiação à superfície no período noturno.

No do dia 16 (Fig. 17o), observa-se para a CLP uma altura de 700 m para o período diurno, sendo bem inferior à observada no perfil de θ e θ_v (1571,8 m), como visto na Tabela 5. Quando se olha o perfil de Rib para este horário (Fig. 15g), percebe-se uma camada com escoamento turbulento até aproximadamente 2000 m. Observou-se para o dia de menor altura para CLP no período diurno (dia 28), um maior valor na diferença entre o ceilômetro e o perfil de temperatura potencial (2460 m e 1003,3 m respectivamente). Para o dia 17 observou-se uma menor diferença de 255,8 m (2725 m e 2469,2 m respectivamente).

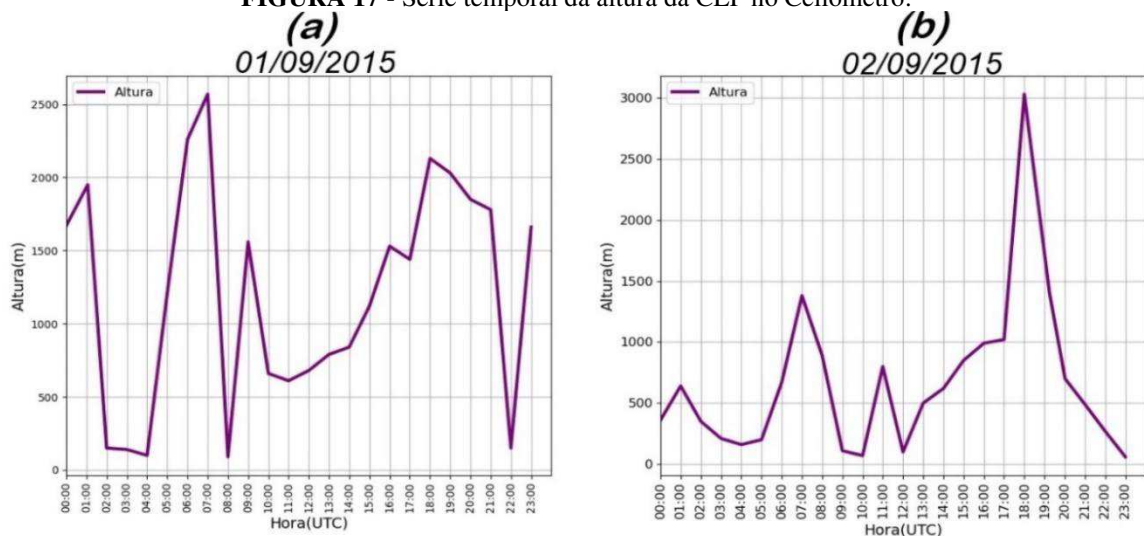
Em sua maioria, as análises do ceilômetro para o período noturno foram subestimadas em comparação às alturas analisadas no perfil de θ e θ_v , sendo estes valores mais aproximados as alturas esperadas para o período noturno. Enquanto as análises para o período diurno

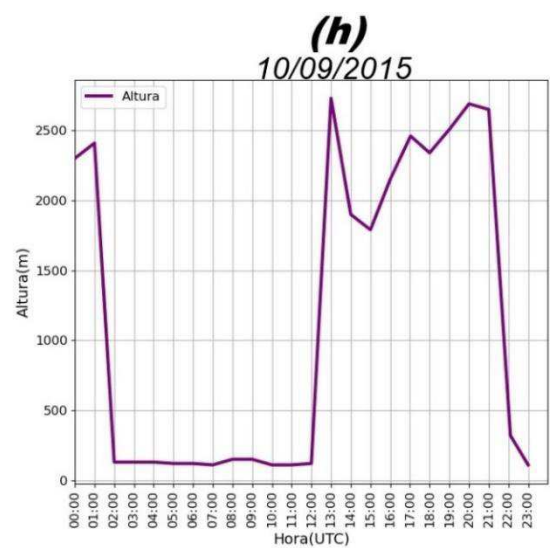
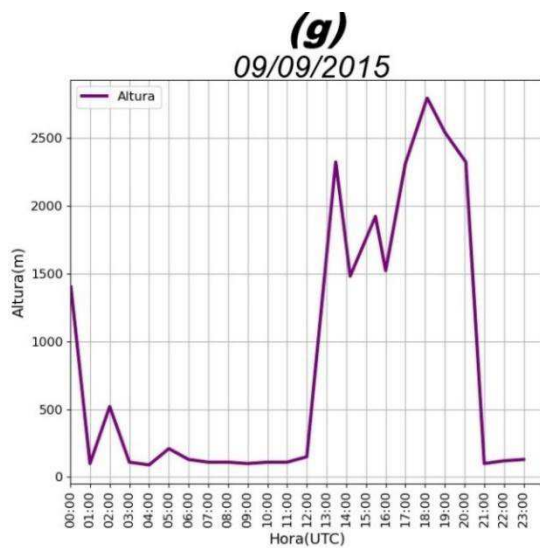
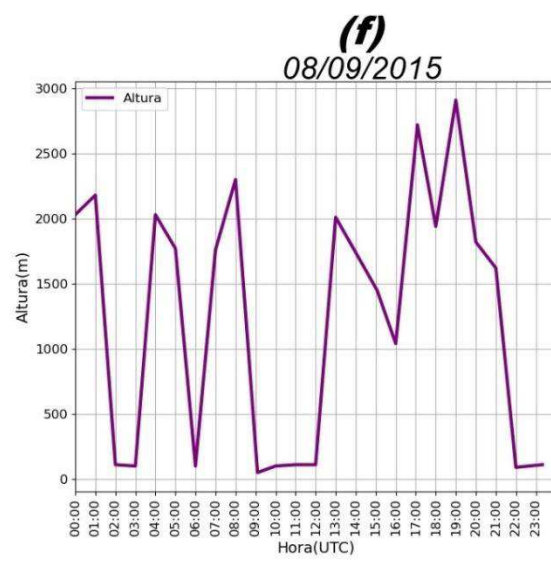
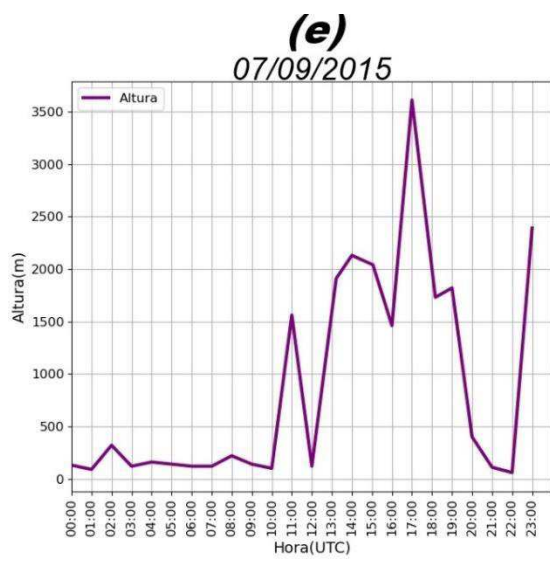
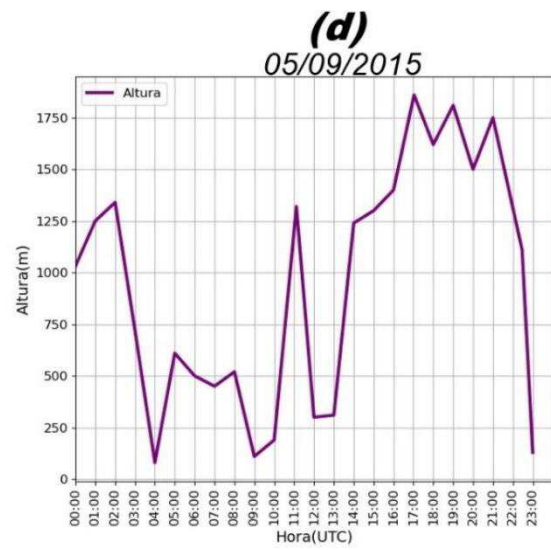
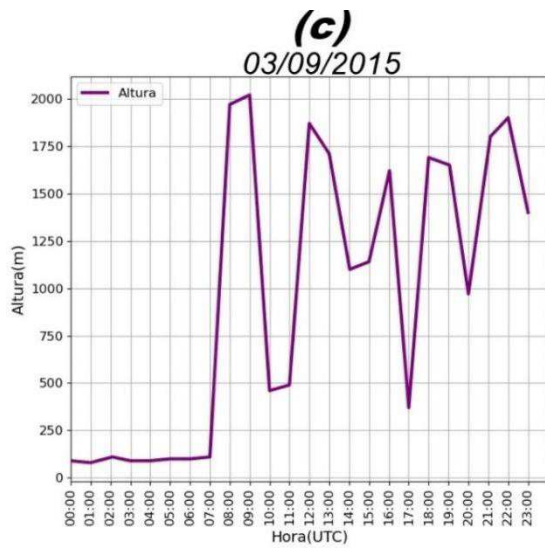
mostraram-se em sua maioria com alturas superestimadas em comparação ao perfil de temperatura potencial, chegando a uma diferença de 1456,7 m entre ambas as análises para a CLC, e de 1289,4 m para a CLE. Essa análise para estação seca corrobora com estudo feito por LOPEZ-COTO *et al.* (2020), o qual para seu estudo na área metropolitana de Washington no mês de fevereiro de 2016, também utilizando o ceilômetro, concluiu que a maioria das alturas analisadas no período noturno foram amplamente subestimadas.

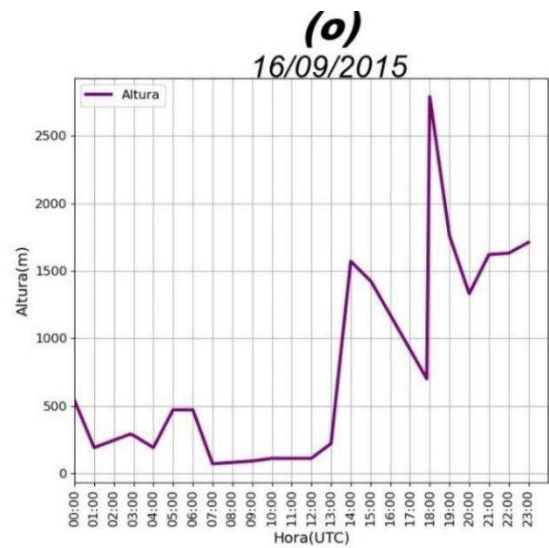
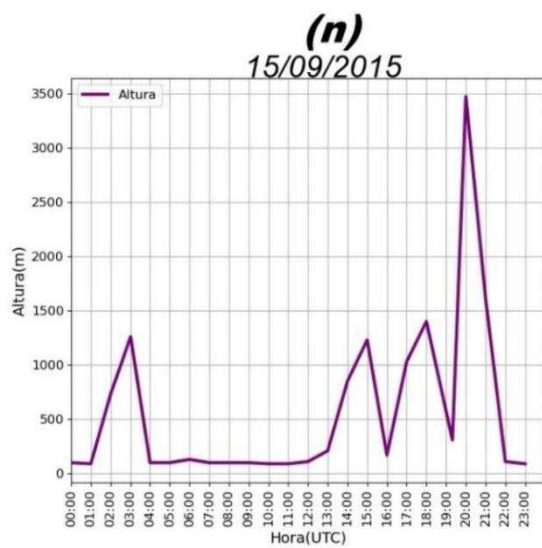
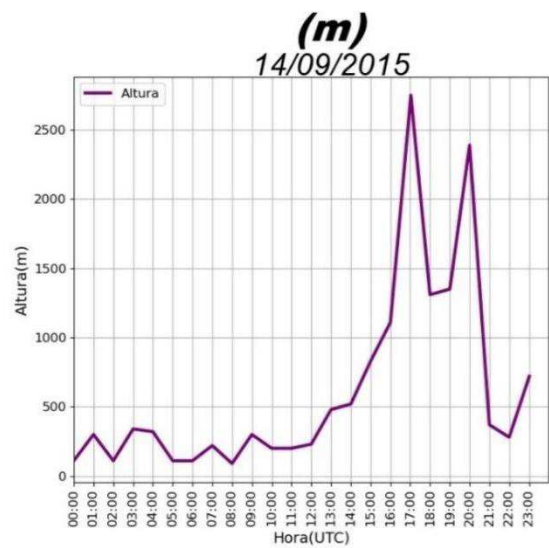
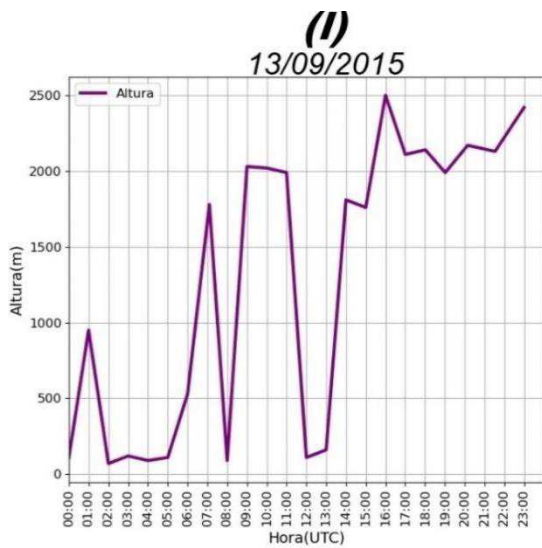
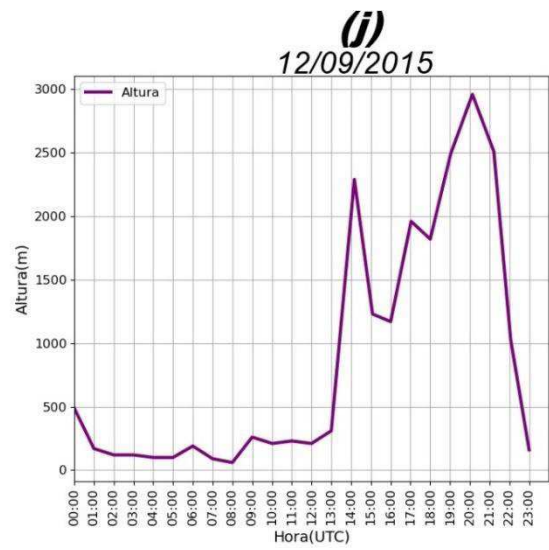
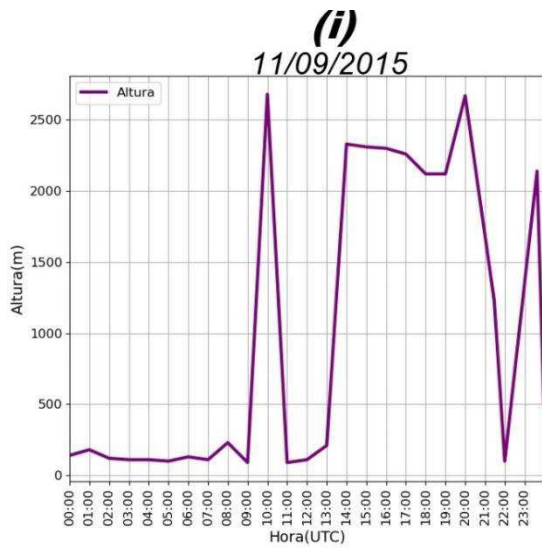
Como já dito anteriormente, o ceilômetro mede a altura da camada, baseado na altura das nuvens. O aparelho emite seu feixe de energia em uma determinada frequência que chega até a nuvem. Na volta traz informações sobre a distância entre a superfície e o alvo (altura da base das nuvens), e possivelmente essa diferença entre as alturas estimadas no perfil de temperatura potencial e ceilômetro pode estar relacionada a ocorrência ou não de nebulosidade nos dias observados, assim como o tipo de nuvem ocorrendo no momento da medição.

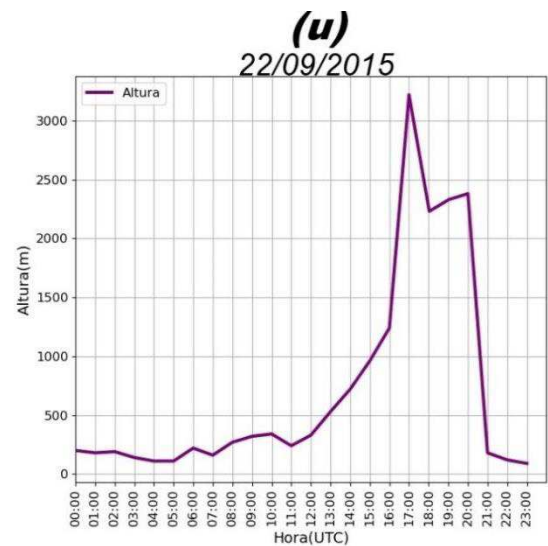
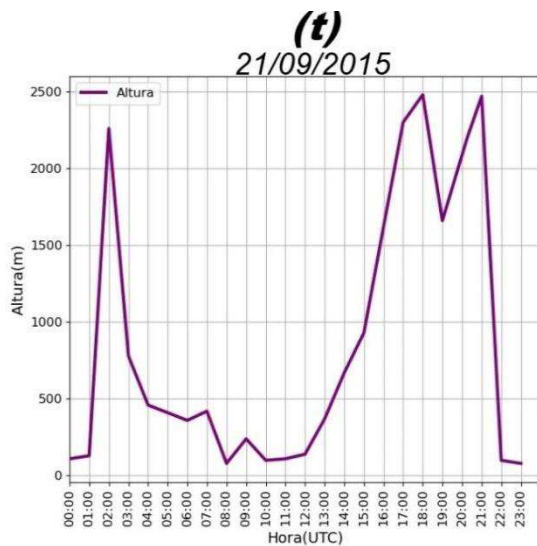
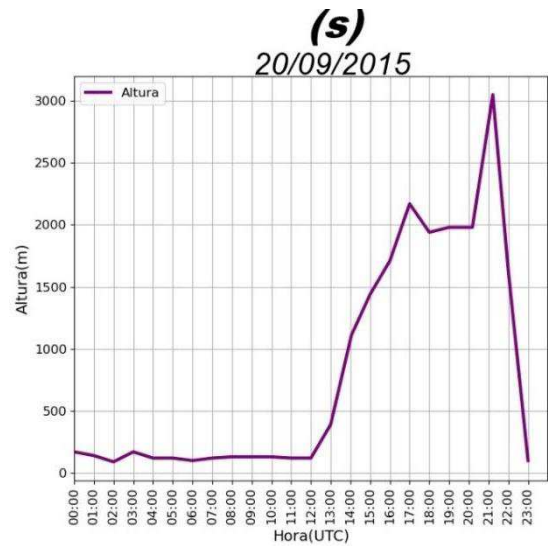
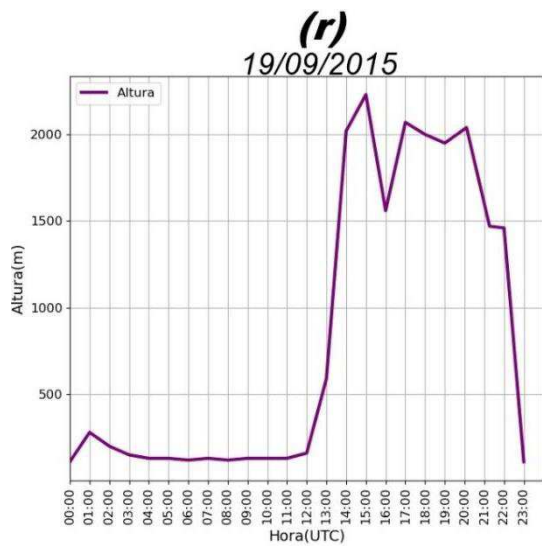
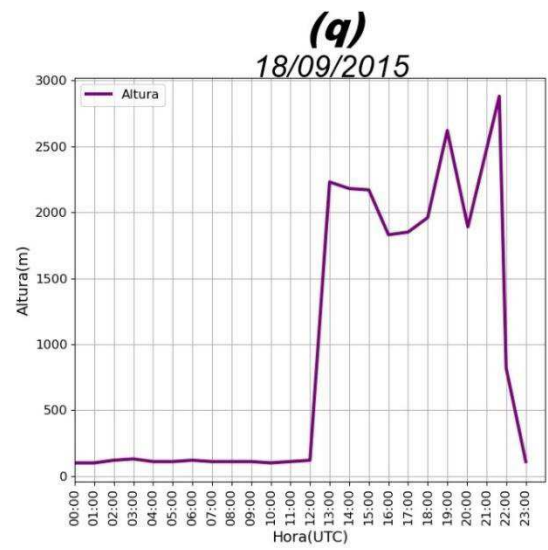
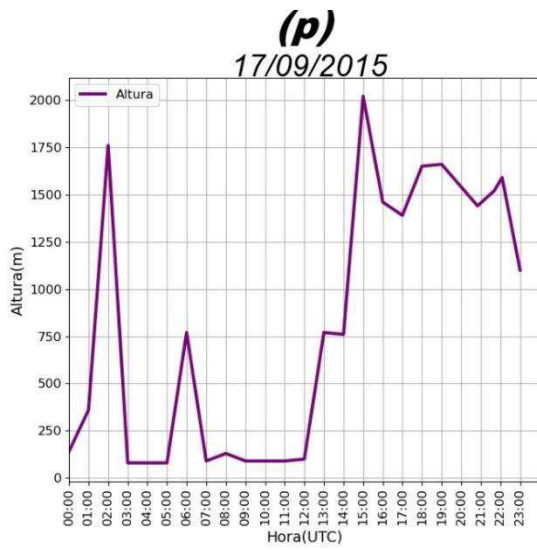
Com base no princípio de medição do ceilômetro, essa diferença observada na estimativa de altura da CLP entre a temperatura potencial e o ceilômetro, pode ser analisada com mais detalhes em estudos futuros mostrando não só as dificuldades em fazer a estimativa correta, como também os motivos dessas diferenças entre ambas as análises. Neste estudo o foco não é o ceilômetro e para isto seria necessário mais tempo para análise.

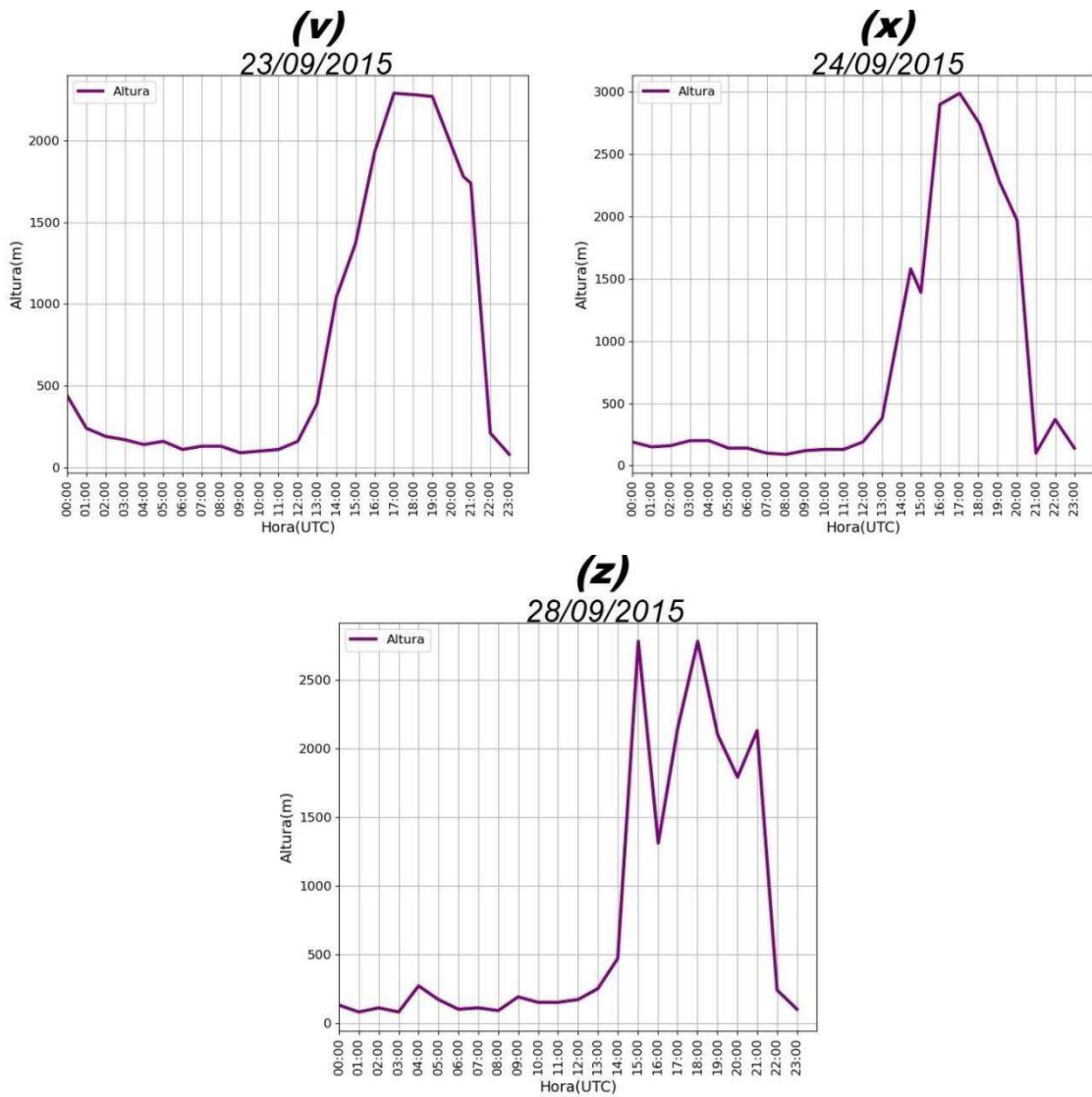
FIGURA 17 - Série temporal da altura da CLP no Ceilômetro.











Fonte: Autora (2022).

5.2.6 Turbulência

Na Figura 18 são mostradas as perturbações diárias do vento (v') para se observar como foi o comportamento da turbulência durante a CLE e CLC. Normalmente ocorre bem pouca turbulência durante a CLE, pois não há no período noturno incidência de radiação solar, sendo, portanto, a turbulência gerada pelo cisalhamento do vento. No período da CLC, por haver troca de energia com a ocorrência da radiação nesse período e formação de termas (e consequentemente um fluxo de calor positivo), ocorre uma maior turbulência e com isso uma maior profundidade da CLP.

Pôde-se observar na Fig.18 que nos dias analisados a ocorrência da distribuição da turbulência foi mais forte durante o dia e menos intensa durante a noite, com maiores ocorrências durante a tarde, porém com início às 7 HL. Devido à essa forte turbulência presente durante o dia, pôde-se observar também uma camada de neutralidade, sem variação da

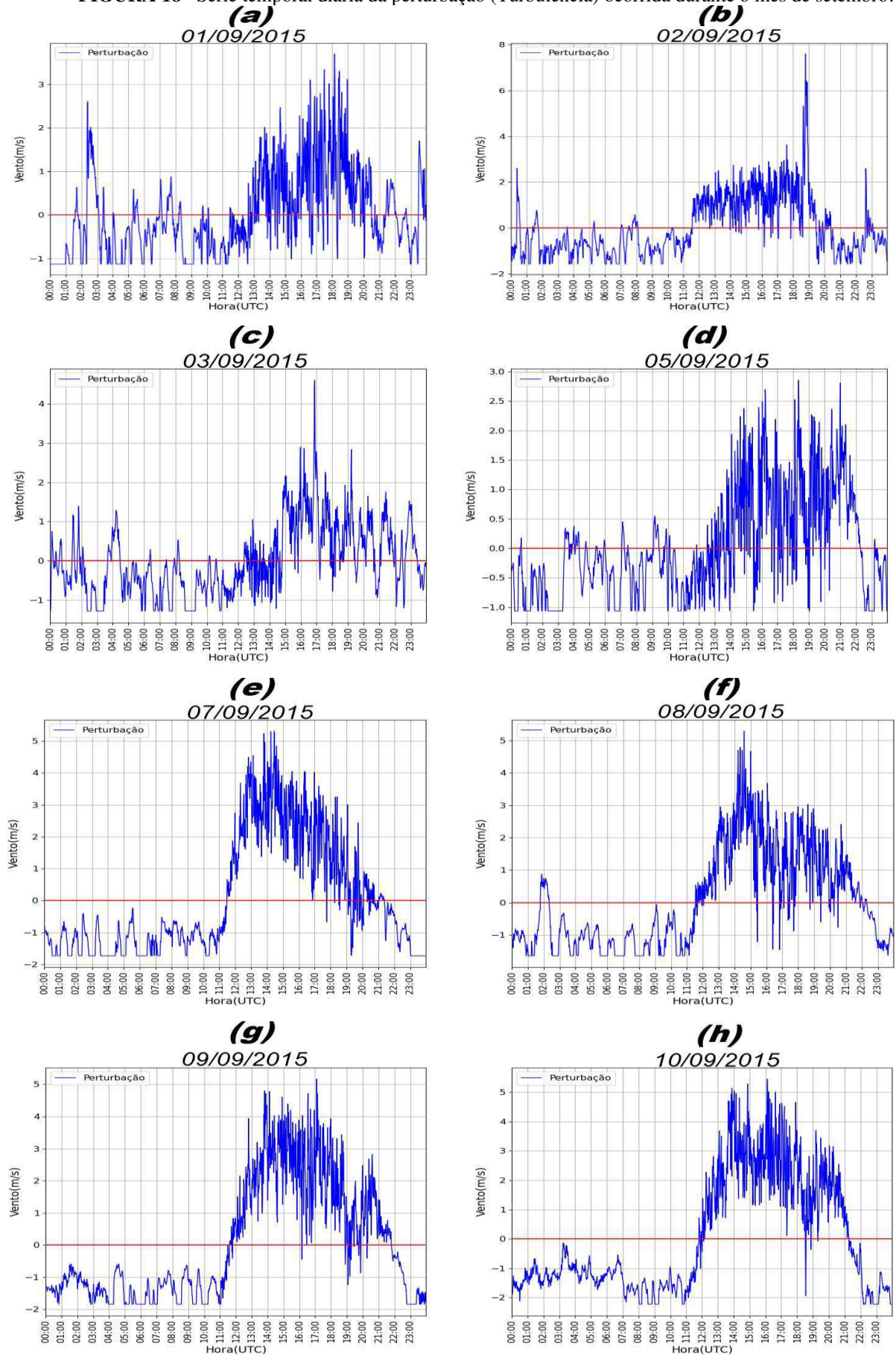
temperatura com a altura no perfil de θ e θ_v (Fig. 13) em todos os dias, sendo possível ser observada a CM.

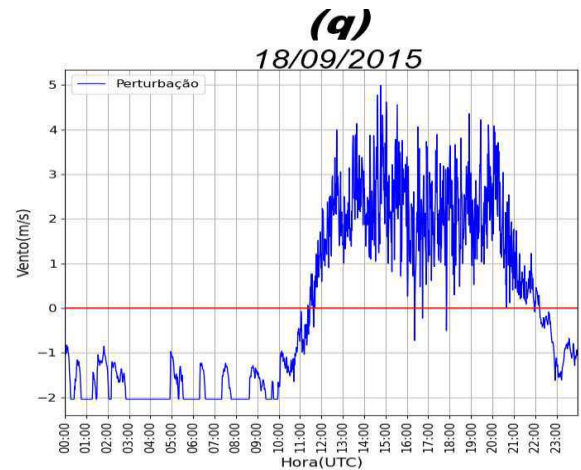
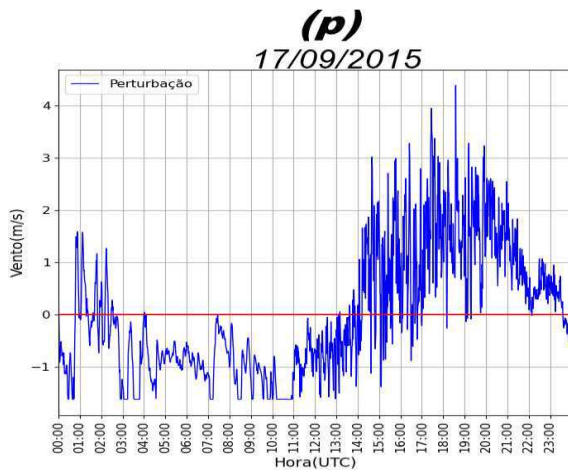
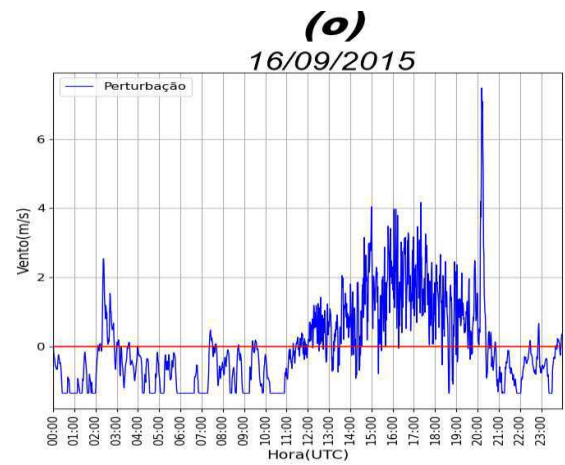
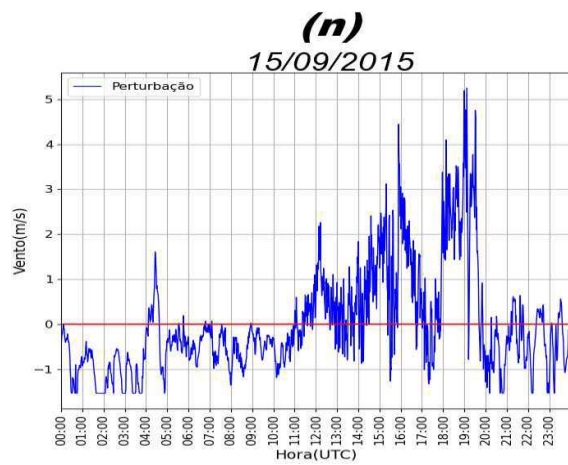
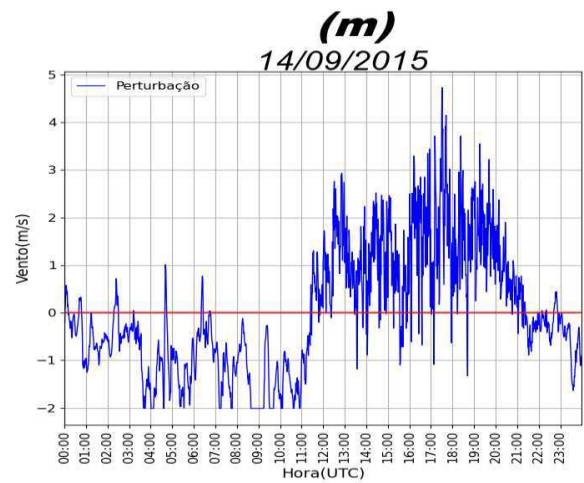
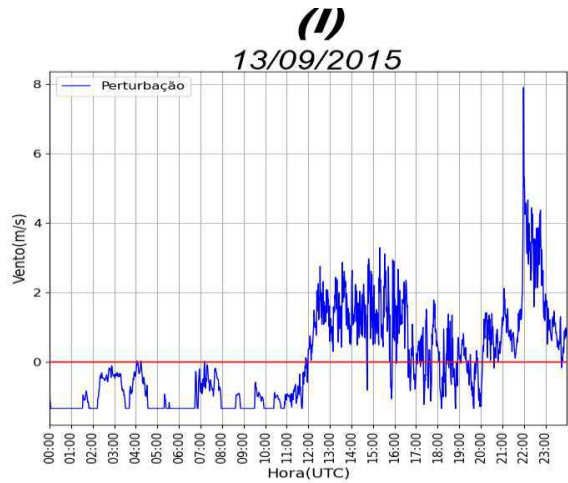
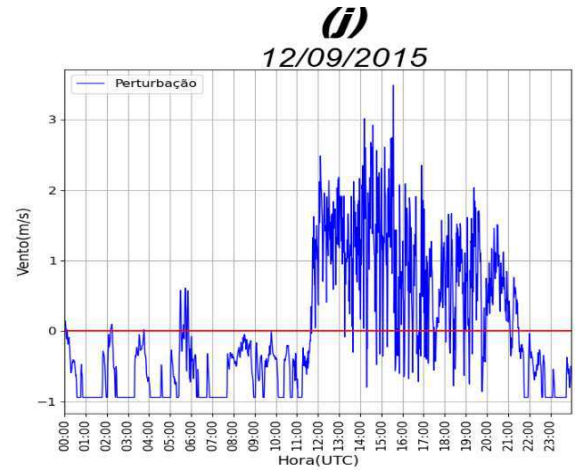
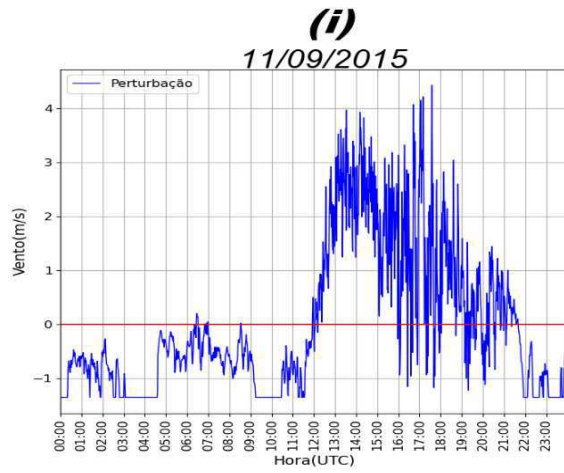
Devido à maior turbulência ocorrida durante o período diurno, pôde-se observar que a velocidade do vento é menor (Fig. 14) para o período da tarde. Ao passo que, para CLE observou-se menores intensidades na ocorrência de turbulência, porém com maiores velocidades do vento próximo à superfície (Fig. 12).

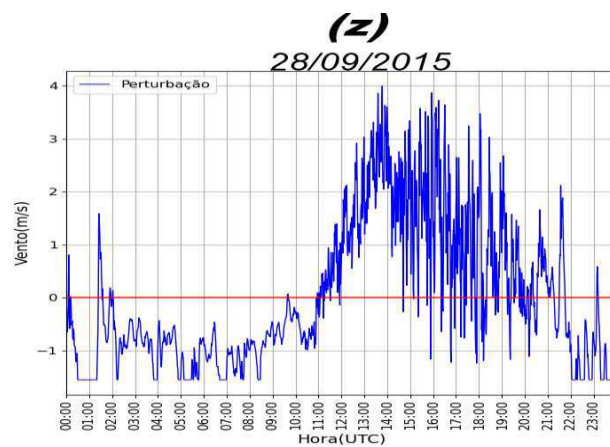
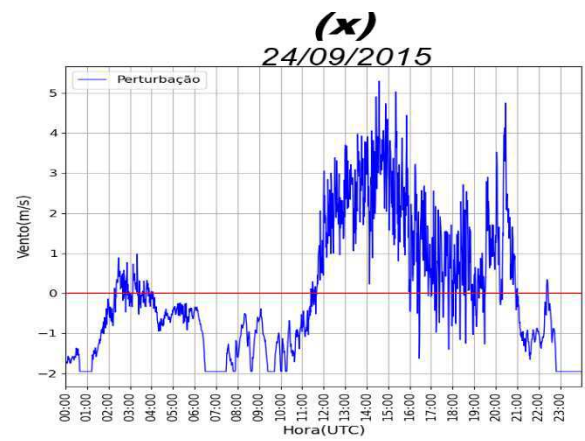
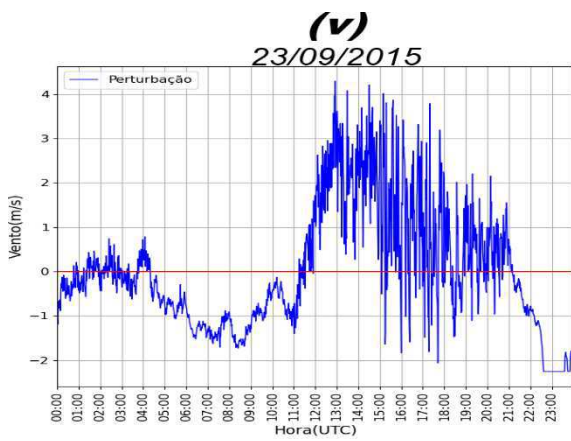
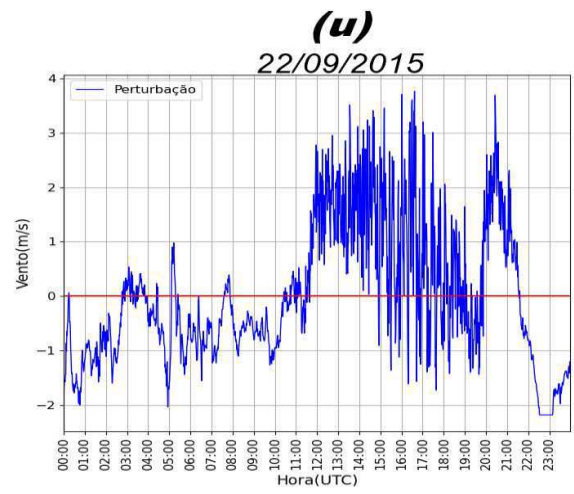
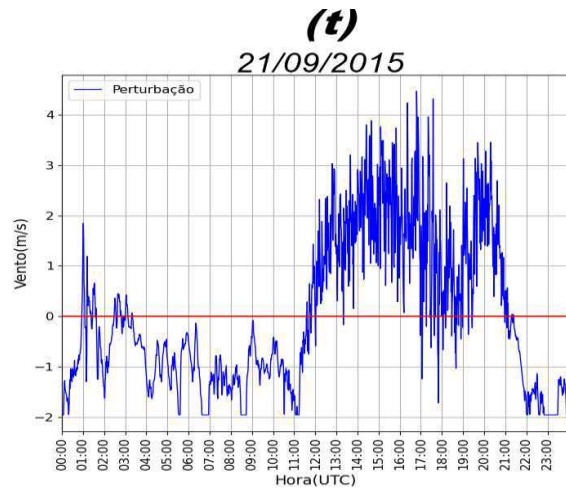
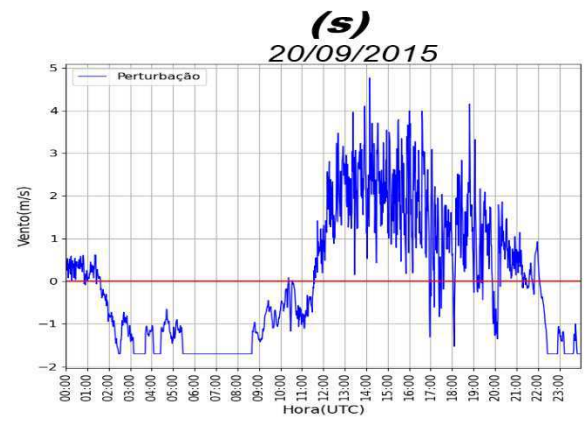
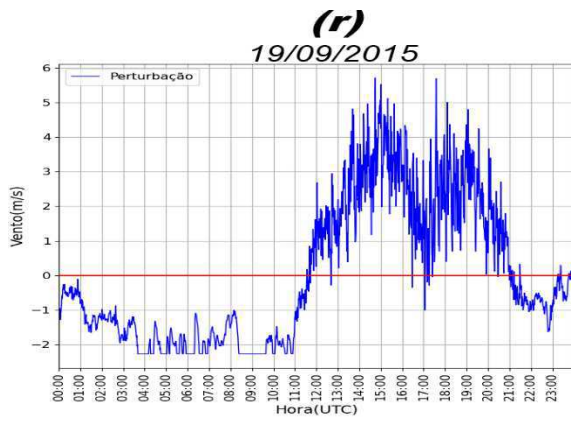
No dia com menor altura da CLP para o período diurno (dia 28), observou-se uma turbulência mais intensa entre 10 HL e 18 HL (13 UTC e 21 UTC), mesmo horário em que os valores de Rib são menores que 0,25 para a CLC (Fig. 16o) no período da tarde, demonstrando uma camada estaticamente instável com escoamento turbulento. Devido a ocorrência de uma maior turbulência após as 11 HL (15 UTC), também pôde-se observar para este dia com a menor altura da CLP, a ocorrência de menor velocidade do vento próximo à superfície (Fig. 14o) no horário entre 14 HL e 15 HL (17 e 18 UTC).

Igualmente para o dia de maior altura da CLP (dia 22), observou-se uma intensa turbulência entre 8 HL e 17 HL (12 UTC e 21 UTC, Fig. 17u), ao qual também se verificou valores menores que zero próximo a superfície, mostrando ocorrência de uma camada com escoamento turbulento (Fig. 16m), o qual se verificou próximo à superfície ventos máximos de até aproximadamente 6 m/s, porém com uma diminuição 100 m acima da superfície (Fig. 14m).

FIGURA 18 - Série temporal diária da perturbação (Turbulência) ocorrida durante o mês de setembro.







Fonte: Autora (2022).

5.2.7 Balanço de energia

A cobertura vegetal na superfície modifica o balanço de energia, que por sua vez, pode interagir com a Camada Limite Planetária, assim como também modifica a mesma. Por meio dos processos turbulentos, o fluxo de calor sensível e latente interagem com a baixa troposfera.

Portanto, para o balanço de energia foi analisado, assim como para turbulência anteriormente, todos os dias utilizados nas análises da CLE e CLC (Fig. 18) com o intuito de se observar como o balanço atuou no desenvolvimento da CLP. Durante os horários da CLE, por não haver radiação (período noturno), pode-se observar que os fluxos de calor sensível e latente ficaram próximos a zero, assim também como pode ser visto que durante o período diurno o balanço de energia foi semelhante, entre os dias analisados, no comportamento dos seus máximos com ocorrência sempre entre 11HL e 15HL.

Para os dias 13 e 22 em que os perfis tiveram a maior altura para CLE e CLC respectivamente (Fig. 11h e 13m), pode-se observar que os fluxos tiveram ocorrência semelhantes para o período diurno, com o maior fluxo de calor sensível ocorrendo próximo às 12 HL (16 UTC) para ambos os dias. R_n varia entre 655 e 710 $W.m^{-2}$, sendo o menor valor para o dia analisado apenas para a CLE, dia 13, o qual no período da tarde deste dia teve ocorrência de precipitação próximo ao horário das 14HL. Neste dia também se observou uma queda no saldo de radiação e QH próximo a esse horário como visto na Figura 19l. Observa-se também a ocorrência de uma fraca turbulência no período da tarde (Fig.18l). No dia 22, com maior R_n (Fig. 19u), observa-se uma maior turbulência (Fig.18u), e uma menor velocidade do vento próximo à superfície (Fig. 13m).

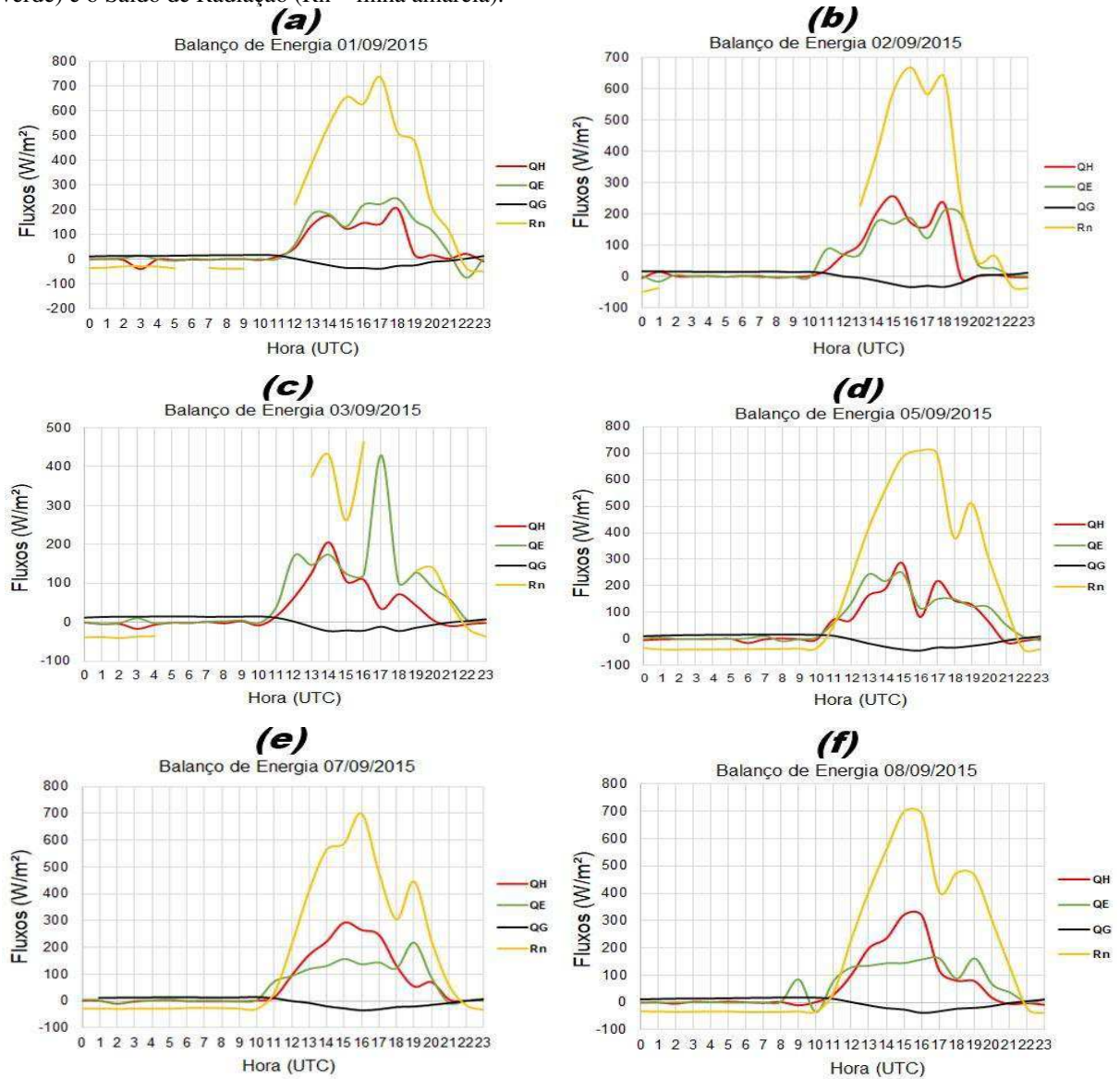
O dia 9 também foi um dia com altura significativa para a CLP (2260,4 m), e assim como no dia 22, observa-se um maior valor do R_n chegando a 720 $W.m^{-2}$ (Fig. 19g) com seu máximo ocorrendo próximo às 14HL (17 UTC). Nesse mesmo horário, neste dia ocorreu uma maior turbulência (Fig.18g), assim como se observa uma diminuição na velocidade do vento próximo à superfície durante a CLC (Fig. 14c).

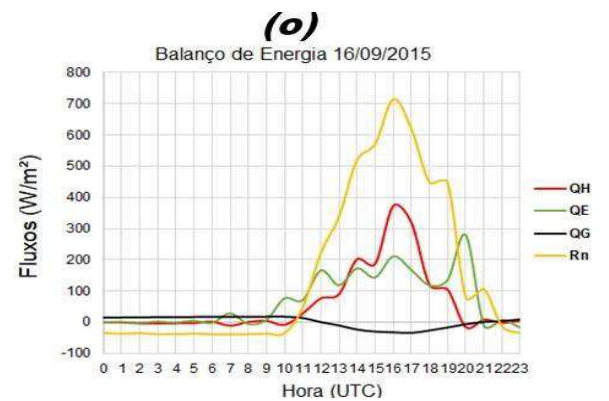
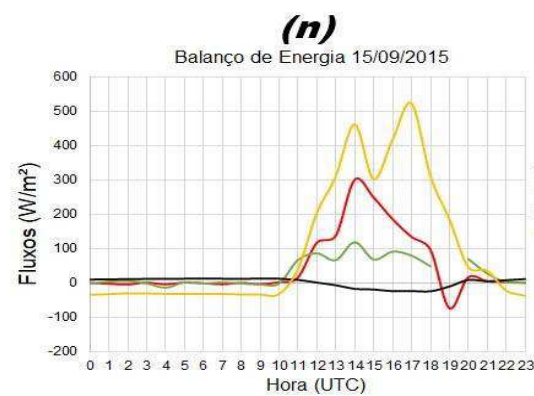
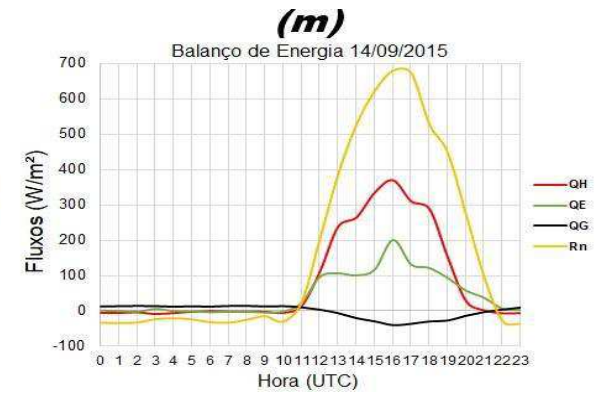
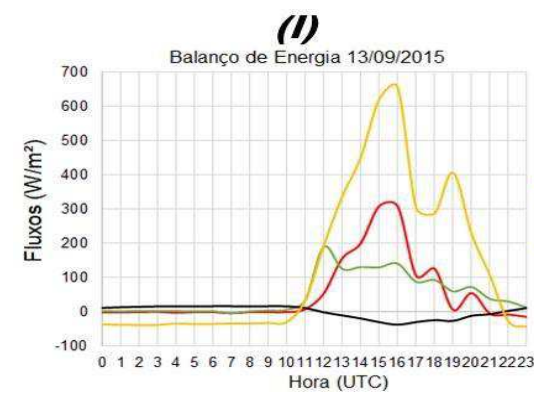
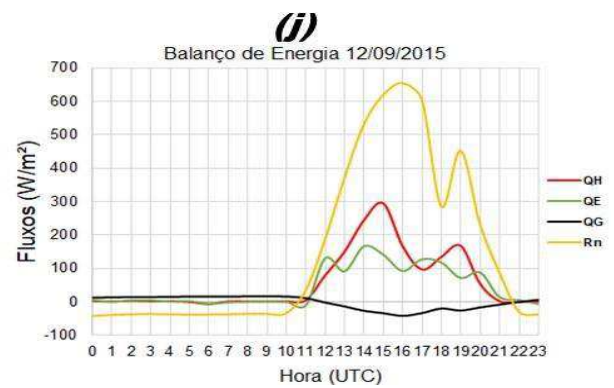
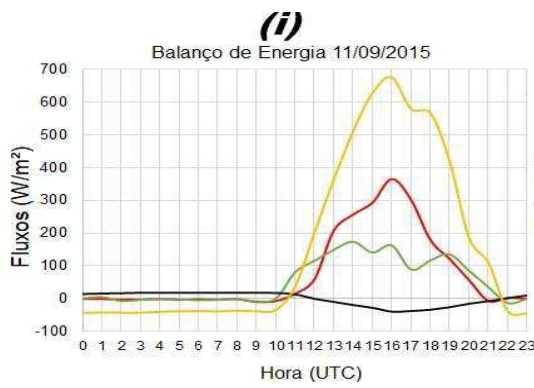
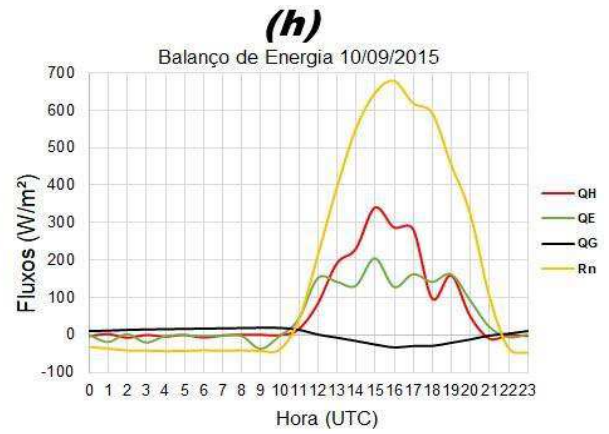
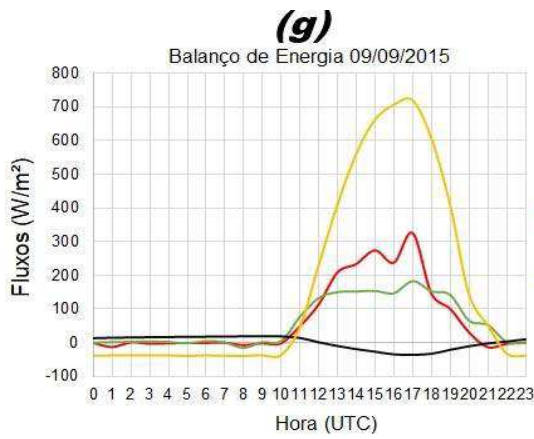
Para o dia de menor altura da CLC, 1003 m no dia 28, observa-se na Fig. 19z que durante o período da tarde, o fluxo de calor sensível foi alto, 300 $W.m^{-2}$, em comparação a todos os dias analisados, incluindo os do período chuvoso, já que no período chuvoso os máximos foram de até 100 $W.m^{-2}$ para este fluxo. Na série temporal da turbulência (Fig.18z), observa-se que para este dia a turbulência apesar de intensa, teve uma diminuição nos horários em que o QH também diminuiu (14 UTC).

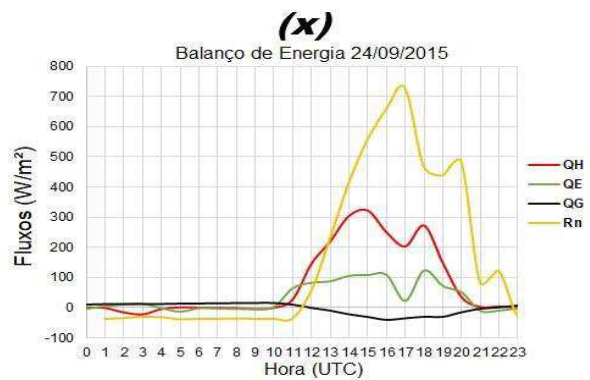
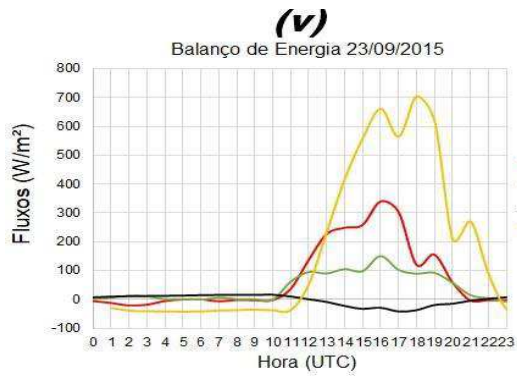
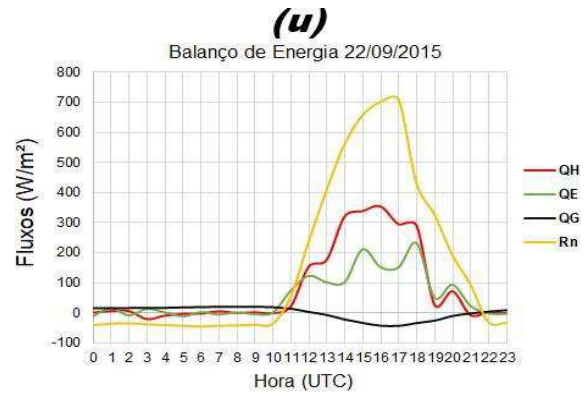
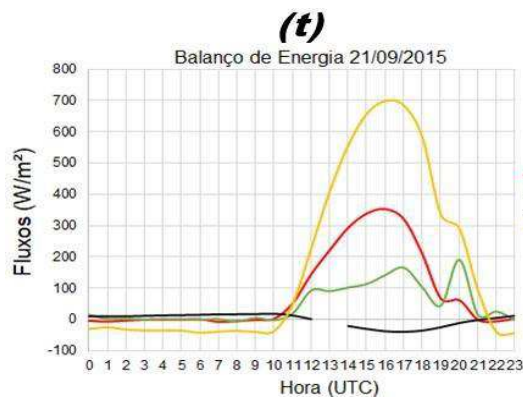
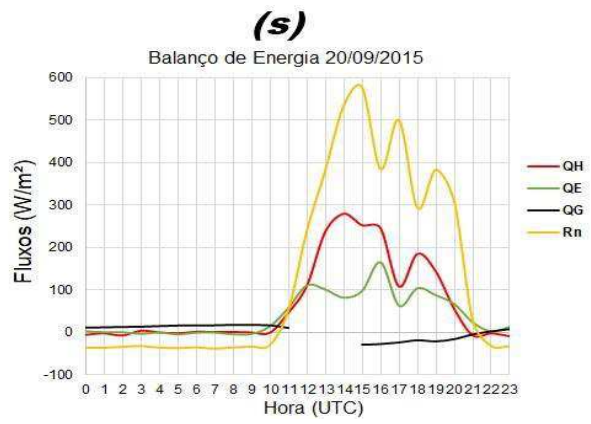
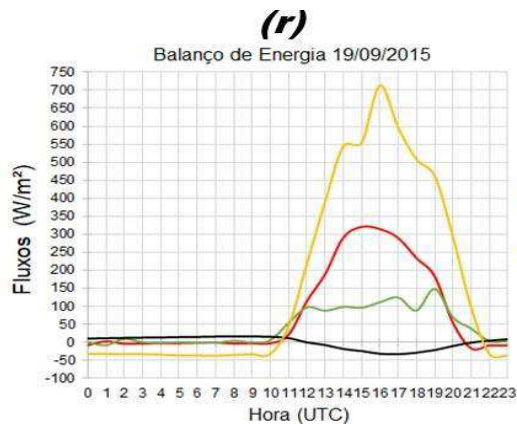
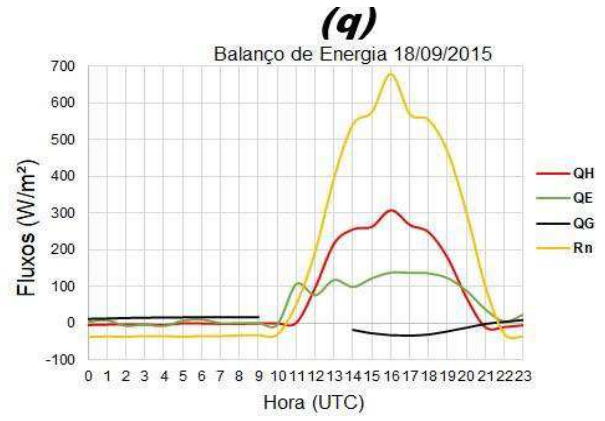
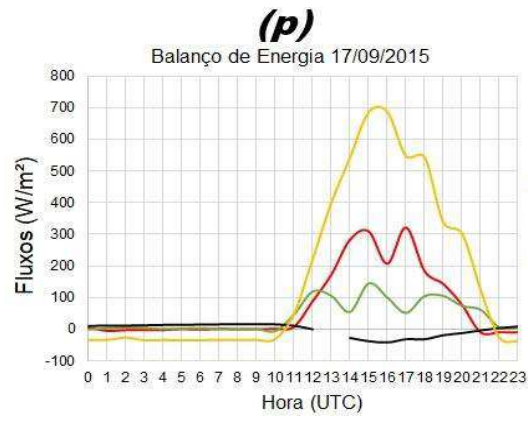
Em ambos os dias com ocorrência de alturas significativas da CLP (dia 09 e 22) durante a tarde, assim como o dia com menor altura (dia 28), essa diferença na altura da CLP pode ter

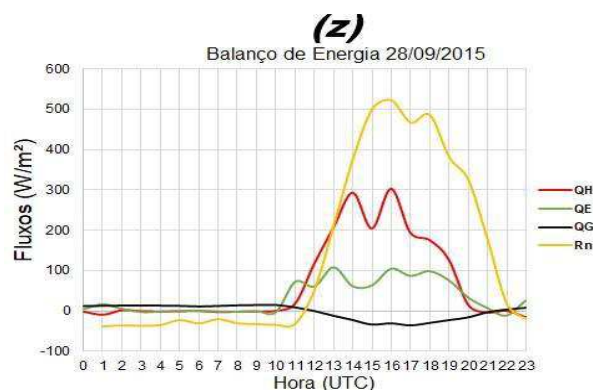
sendo causada por ocorrência de nuvens baixas ou médias sobre a região, como também a ocorrência outros fatores para alterar o balanço de energia, já que os dias escolhidos para análise foram os dias com limiaries de ocorrência de precipitação com no mínimo até 2 horas antes da sondagem. Porém, estas questões podem ser aprofundadas em estudos futuros, já que as mesmas não são o foco deste estudo.

FIGURA 19 - Balanço de Energia dos dias analisados do mês de setembro de 2015, onde mostra o Fluxo de Calor no Solo (QG – linha preta), Fluxo de Calor Sensível (QH – linha vermelha), Fluxo de Calor Latente (QE – linha verde) e o Saldo de Radiação (Rn – linha amarela).









Fonte: Autora (2022).

5.2.8 Perturbação da Temperatura

O alto fluxo de calor latente tende a favorecer a formação de nuvens, e o aumento das nuvens, por sua vez, resulta em redução da temperatura da superfície, aumento da umidade do solo e diminuição da altura da CLP. Na série temporal para perturbação de temperatura (Fig. 20), pode-se observar a variação ocorrida no aquecimento e resfriamento da superfície durante os dias analisados, sendo visto na Figura 20 que os momentos em que mostra os máximos na perturbação de temperatura são os momentos em que a atmosfera está aquecida, período da tarde, e os mínimos acontecendo quando está ocorrendo o resfriamento da atmosfera, durante a madrugada.

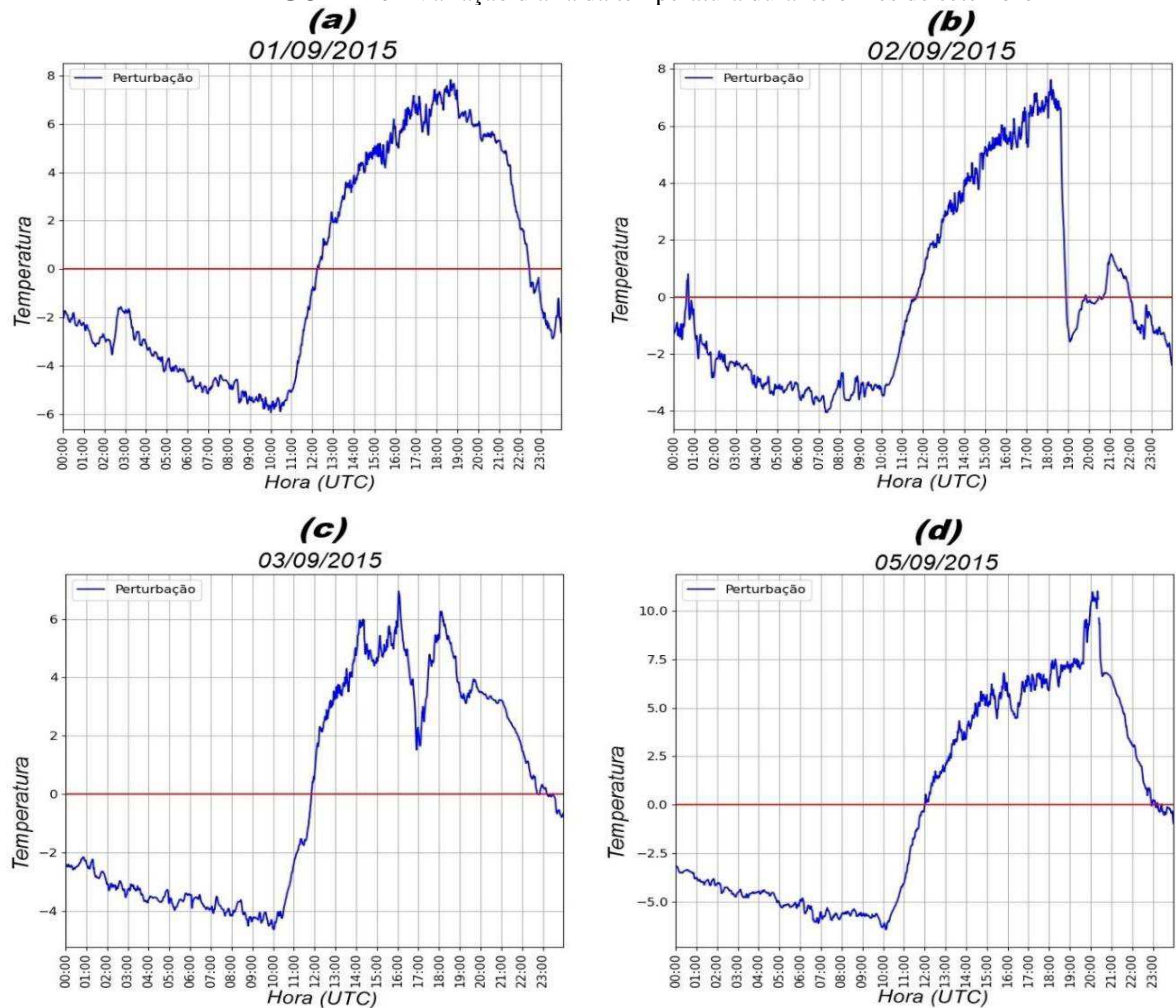
Como visto no dia 3, Fig. 19c, apesar de estar com falha nos dados para completar o gráfico do saldo de radiação a superfície, pode-se observar após as 13 HL (17 UTC), um aumento no fluxo de calor latente (QE), assim como a diminuição do fluxo de calor sensível (QH). Neste horário também se observou uma diminuição acentuada, 5°C, na perturbação da temperatura (Fig. 20c), mostrando assim que ocorria um resfriamento próximo a superfície no momento observado. Na análise da turbulência (Fig. 18c), observa-se uma turbulência fraca para o horário da tarde, tendo seu máximo no horário em que a perturbação de temperatura aumenta até ocorrer o pôr do sol. Para este dia, não foi possível verificar a altura da CLC por ocorrência de precipitação próximo ao horário da sondagem.

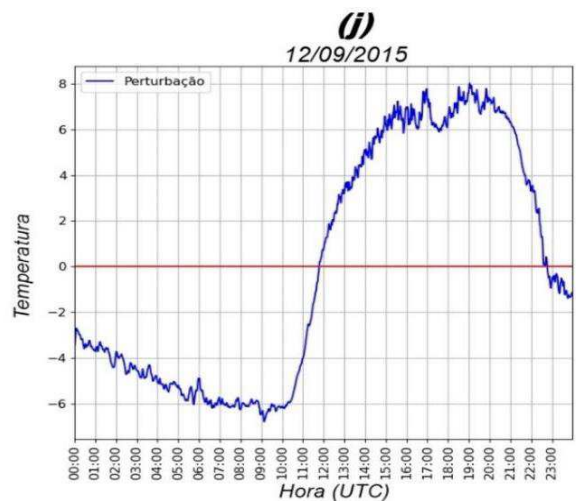
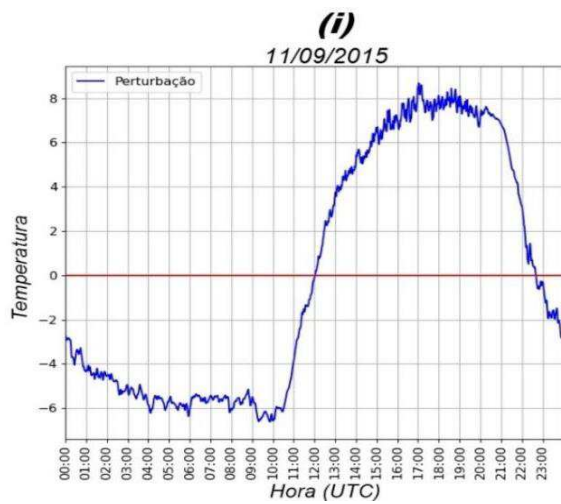
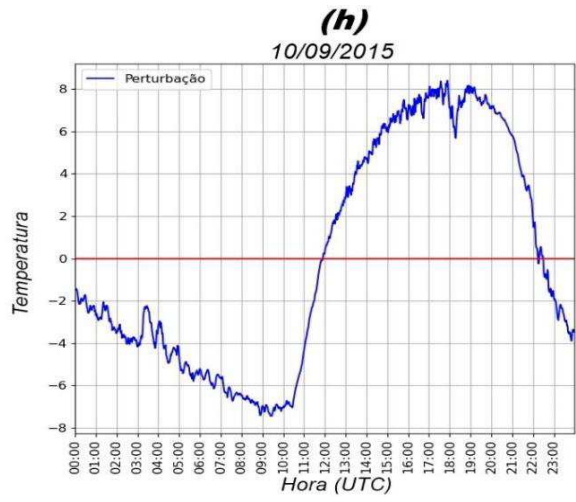
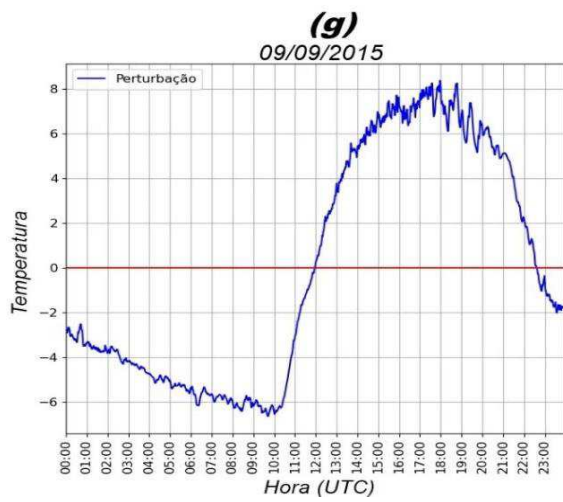
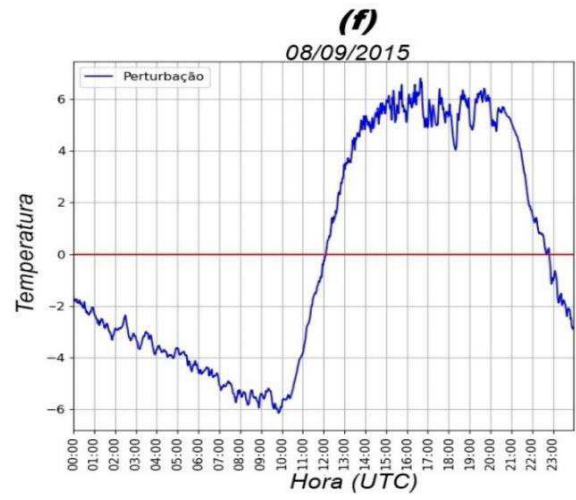
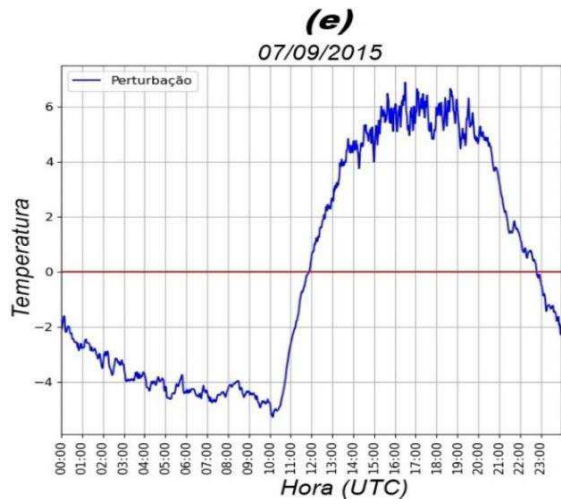
Para o dia com maior altura da CLP observada no perfil de θ e θ_v (dia 22), observou-se uma maior perturbação de temperatura à superfície durante a tarde (Fig. 20u). O qual também se observou a ocorrência de um maior fluxo de calor sensível (352 W/m²) e uma maior diminuição no Fluxo de calor latente (151 W/m²). Devido essa observação do fluxo de calor sensível, pode-se confirmar na Fig. 20u que a atmosfera no horário observado estava aquecida, se observando também uma turbulência intensa ocorrendo neste dia durante a tarde, ao passo

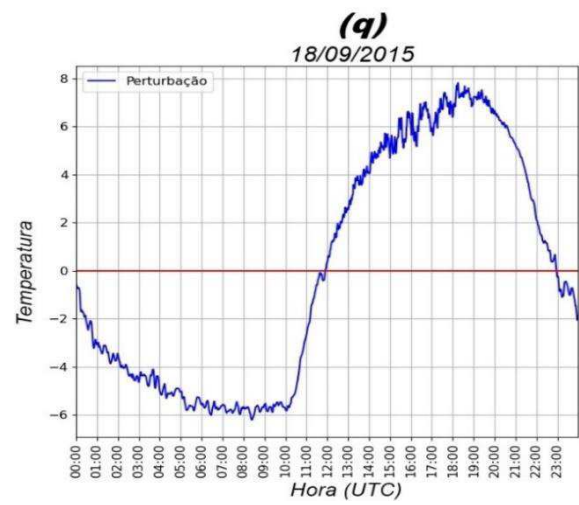
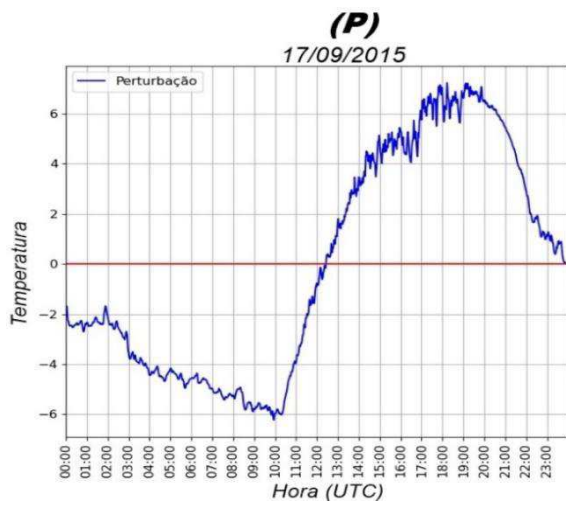
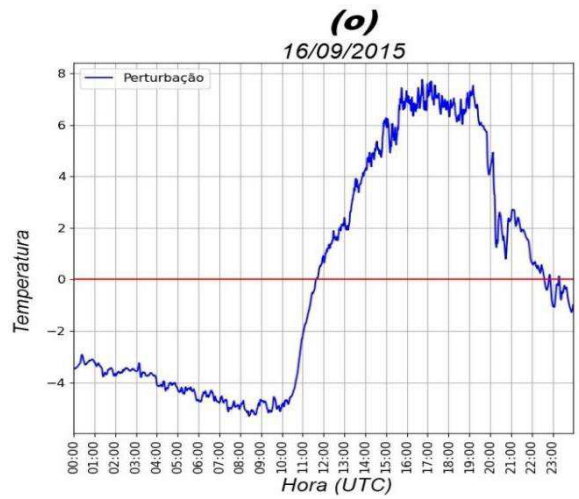
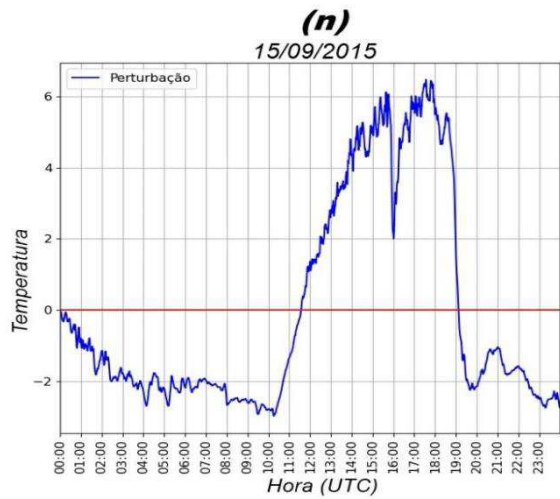
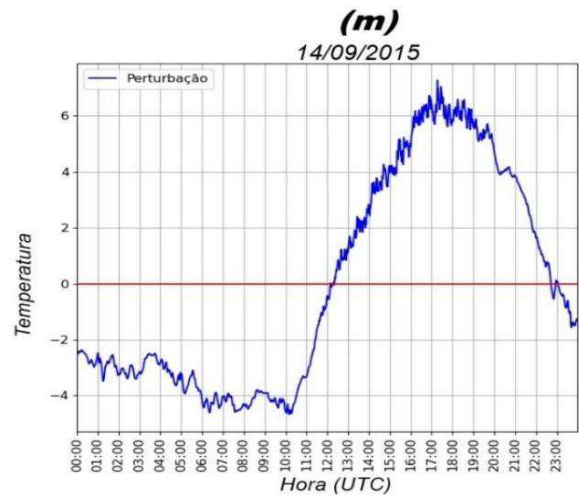
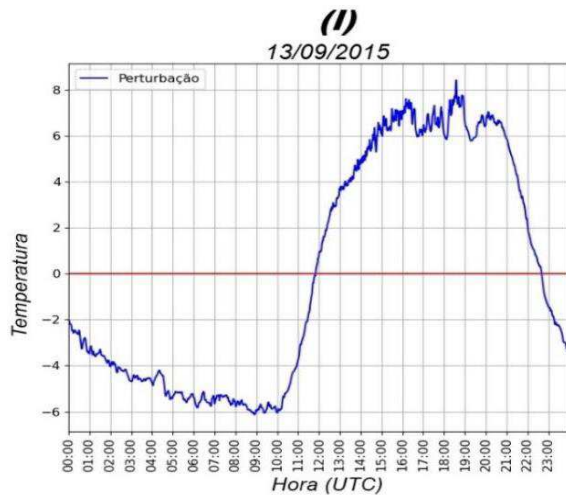
que ocorria ventos mais fracos (menos de 4 m/s) em níveis mais elevados (acima de 100 m) na CM. Podendo assim confirmar o fato da maior CLP do período diurno para o mês de setembro.

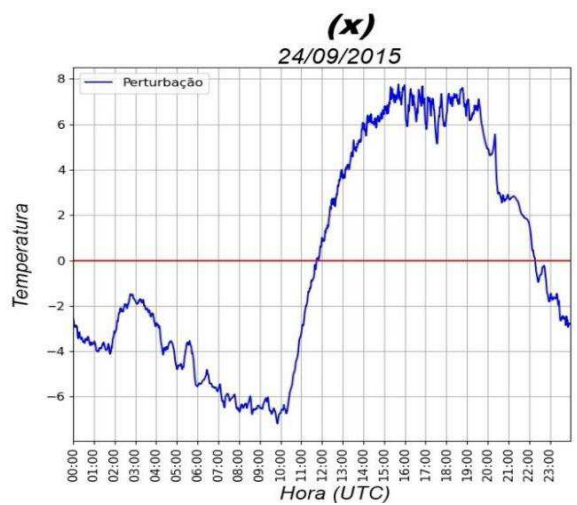
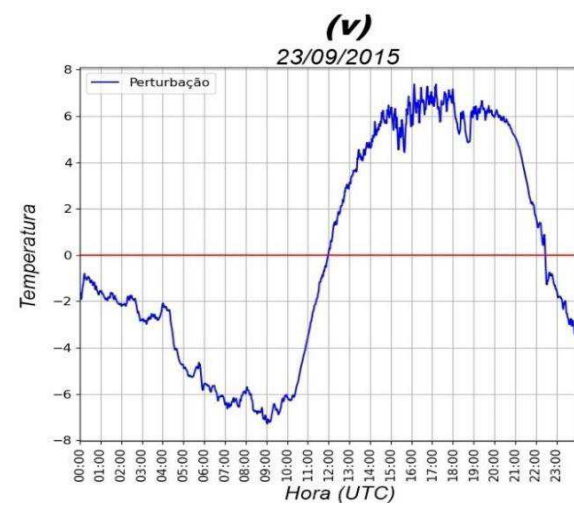
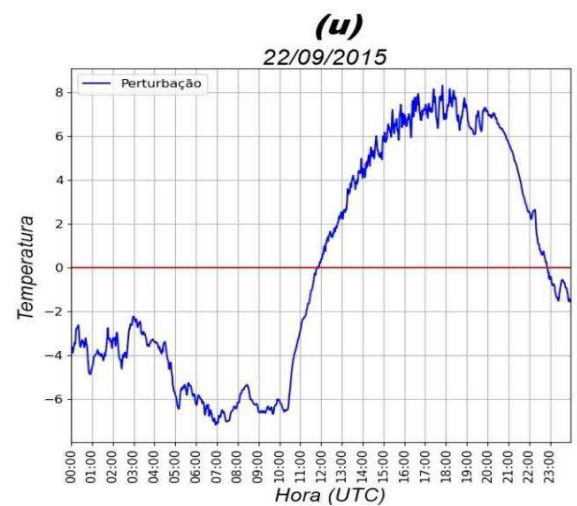
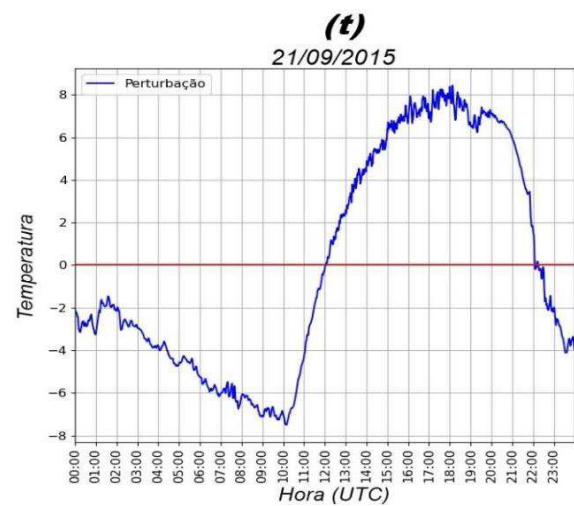
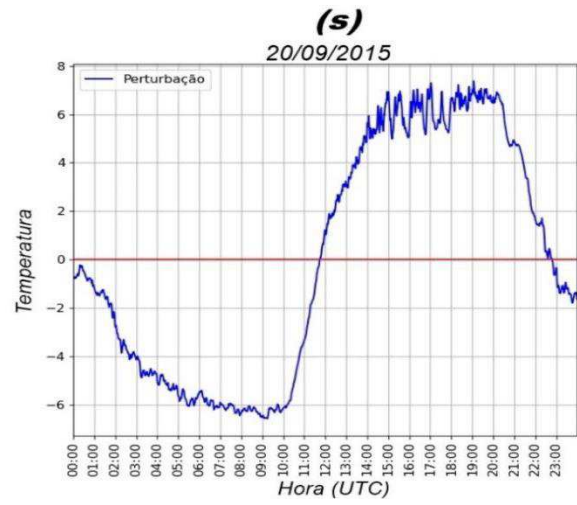
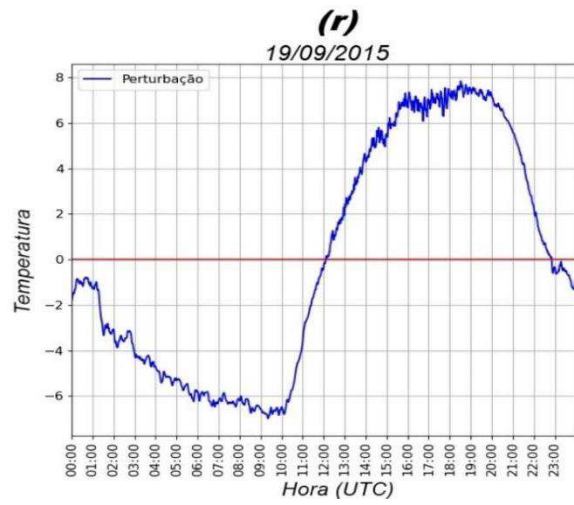
Na Figura 20, pode-se observar que em todos os dias mostrados com queda na perturbação de temperatura durante o período diurno, também foram os dias em que se observou queda nos fluxos de calor sensível durante a tarde, mostrando assim que os dias em que ocorria menores alturas para CLP eram os dias em que a superfície estava pouco aquecida, gerando uma menor turbulência próximo a superfície e conseguinte CLP pouco desenvolvida.

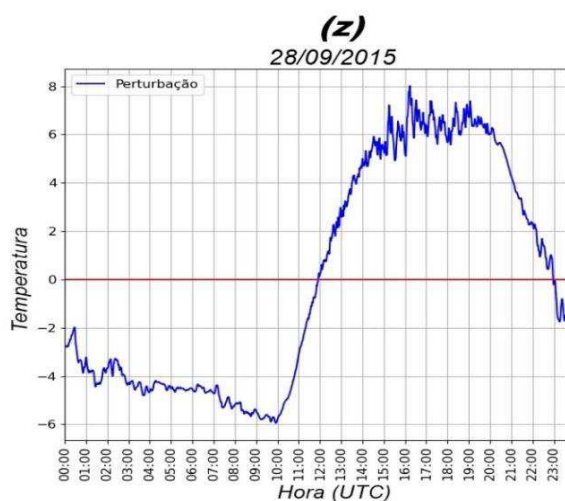
FIGURA 20 - Variação diária da temperatura durante o mês de setembro











5.3 ESTAÇÃO CHUVOSA

5.3.1 Perfil de θ e θ_v

5.3.1.1 Camada Limite Estável (1:30h HL)

Assim como para estação seca, nesta seção foram observados os perfis de θ e θ_v da radiossondagem para o horário aproximado de 1:30 HL (5:30 UTC), representando o período noturno somente para os dias sem precipitação ocorrida próximo ao horário da radiossondagem para o mês de janeiro, mais chuvoso de 2015.

Na tabela 1 foi visto que, para o período da CLE (noite), dos 31 dias do mês de janeiro, em 16 dias não ocorreu precipitação próximo ao horário da sondagem, porém aqui só serão utilizados 14 dias por ocorrência de falha de dados para gerar os gráficos. O período noturno da estação chuvosa apresentou perfis com alturas não tão bem desenvolvidas, fazendo com que houvesse dificuldades em se observar o topo da camada, com uma CLE variando de 200 m (menor altura) a 750 m (maior altura) para os dias 2, 26 e 1, e uma CLP variando entre 247 m e 1300m nos dias 2 e 1, respectivamente (Tab. 6).

TABELA 6 - Dados de altura, temperatura potencial (θ) e temperatura potencial virtual (θ_v) da CLE e CLP para os dias analisados do período chuvoso.

Dia	CLE (m)	CLP (m)
1	750	1300
2	200	247
3	400	700
4	250	-
5	250	-
6	360	600
7	510	-
14	-	-
17	-	-
18	480	-
22	480	1100
26	200	-
28	250	-
29	250	500

Fonte: Autora (2022).

Na Figura 21, será visto que para o mês de janeiro, os perfis mostraram semelhanças no desenvolvimento da CLP com alturas pouco definidas, ou seja, com o topo das camadas com mais dificuldade para serem determinados nos perfis observados. Assim como também houve dias (Figuras 21g, 21h e 21i) que apresentaram instabilidade próximo a camada superficial, igualmente como ocorrido no período seco.

As sondagens de perfis com o topo da CR não tão bem definidas, dias 04, 05, 07, 18, 26 e 28 (Figuras 21d, 21e, 21g, 21j, 21m, e 21n), também mostraram uma CLE rasa com alturas chegando no máximo a 510 m, porém para estes dias não foi observado a ocorrência de uma CR na atmosfera. Para a sondagem dos dias 14 e 17 (Fig. 21h e 21i), foi possível verificar uma instabilidade acontecendo próximo a superfície, entretanto nestes dias não é possível identificar a CLE e a CR. O dia 26 (Fig. 21m) foi o único dia o qual foi possível observar uma pequena camada de neutralidade no nível de aproximadamente 200 m, porém para os outros dias essa neutralidade não foi possível ser vista nos perfis.

Diferentemente do que foi observado na estação seca, aqui, os perfis característicos da estação chuvosa apresentaram nos primeiros níveis da atmosfera, o topo da CLE pouco visível apesar do aumento de θ e θ_v com a altura, mostrando assim uma difícil caracterização da camada estável nos níveis mais baixos da atmosfera. Logo, pode-se entender que durante a noite a camada superficial é mais nitidamente definida nos dias observados na estação seca.

Ao contrário também da estação seca, na estação chuvosa foi difícil definir as camadas observadas nos perfis. Assim como em comparação as duas estações analisadas, se observou

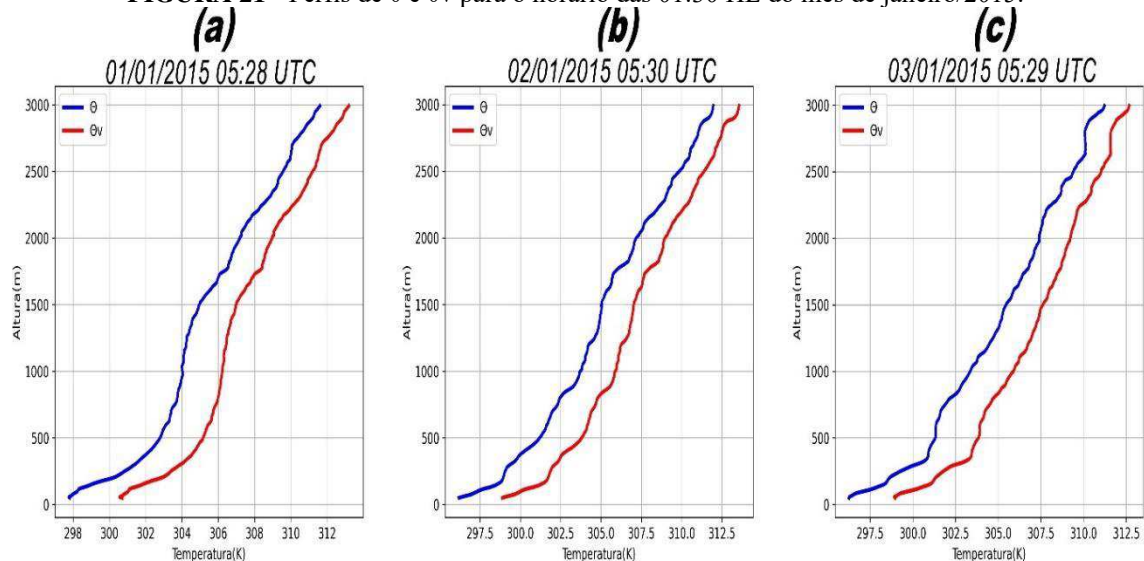
valores superestimados próximo a superfície para o período chuvoso, já que para a estação seca, a maior altura da CLE foi de aproximadamente 326,7 m, enquanto para a estação chuvosa a maior CLE foi de 750 m. Porém, para a CR, verificou-se para estação seca uma altura chegando a aproximadamente 1609 m ao passo que no período chuvoso seu máximo foi de 1300 m de profundidade.

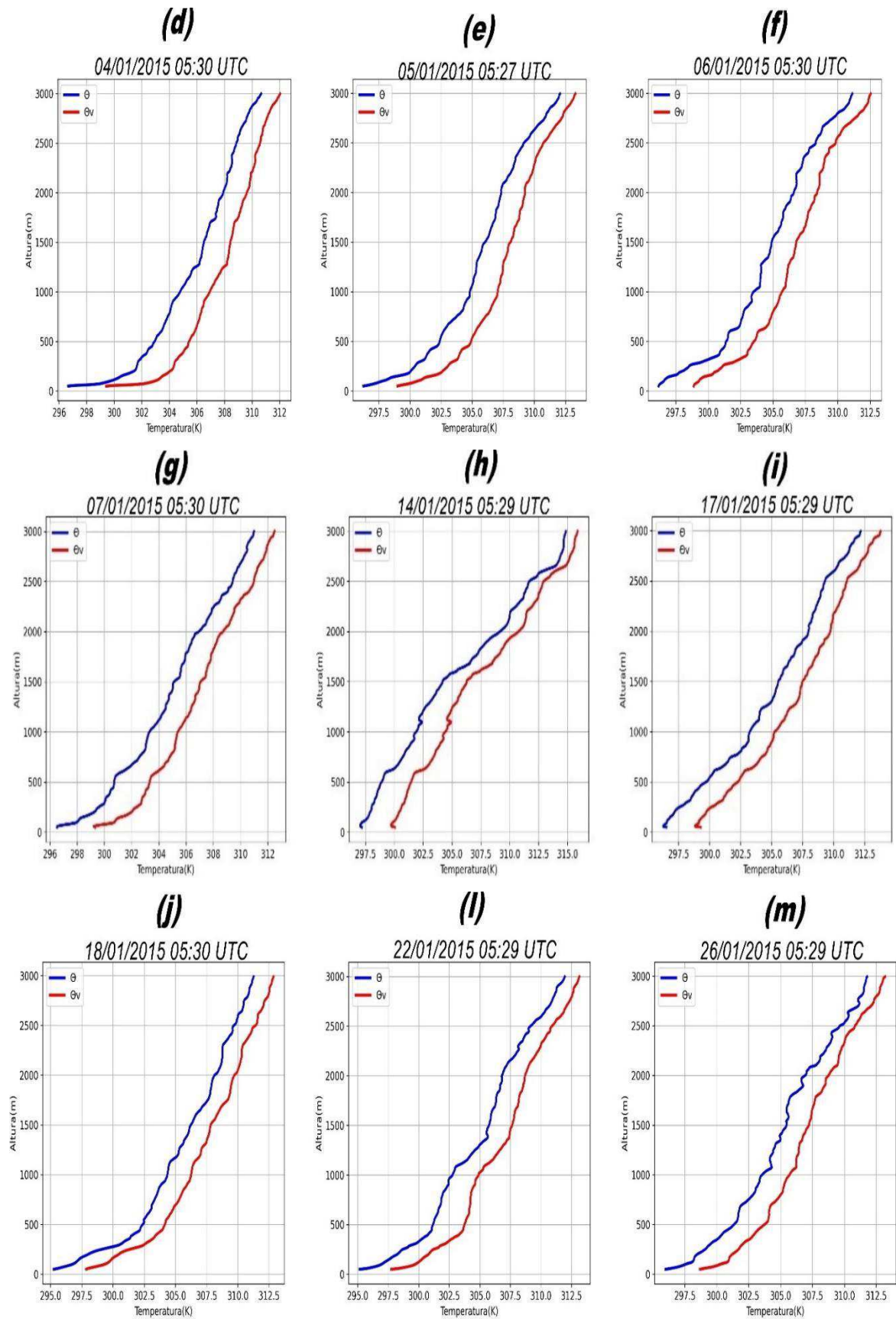
Em relação a estação seca, se observou na estação chuvosa camadas menos definidas, assim como a CR mais rasas com ocorrência de maior profundidade (620 m) entre os níveis 480 e 1100 m, no dia 22 (Fig. 21i), dia este que mostrou a segunda maior altura da CLP. À medida que na estação seca mostrou maior profundidade da CR com até 1483,1 m entre os níveis 126 e 1609 m (Fig. 11h).

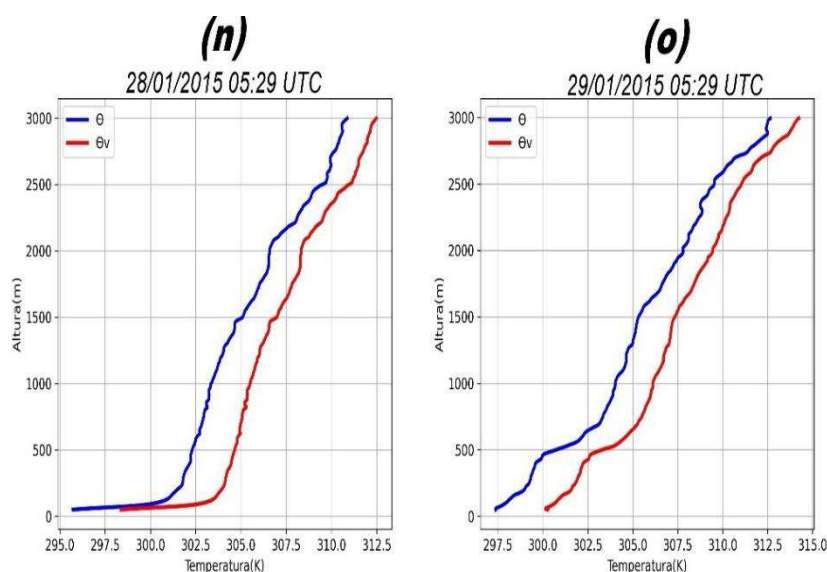
Os perfis dos dias 01 e 22 (Fig. 21a e 21i) se assemelham por estarem mais definidos entre os dias observados, apresentando uma camada estável próximo a superfície, com CLE profunda em ambos os perfis e com CR profunda desenvolvendo-se até aproximadamente 1300 metros. Apesar do dia 1 ocorrer a maior CLP, com 1300m, para a análise do dia 22 ocorre a CR com maior profundidade (620m), entre os níveis 480 e 1100, ao passo que o dia 1 apresentou uma CR com 550 m de profundidade entre os níveis 750 e 1300 m.

Dos 14 dias analisados para 8 não foi observada CR, dias 04, 05, 07, 14, 17, 26 e 28 (Figuras 21d, 21e, 21g, 21h, 21i, 21m e 21n), e para o dia 2 (Fig. 21b) apresentou a CR mais rasa dos dias analisados, entre os níveis de aproximadamente 200 m até o nível de 247 m (para θ_v), porém, diferente dos dois dias anteriormente citados, as camadas não estavam bem definidas no perfil de θ e θ_v .

FIGURA 21 - Perfis de θ e θ_v para o horário das 01:30 HL do mês de janeiro/2015.







Fonte: Autora (2022).

Quando se comparam entre si os dias observados nas duas estações, observa-se que a diferença da altura da CLE foi bem significativa. Exemplo disso é o dia com CLE mais rasa que ocorreu no dia 02 (Fig. 21b) e 26 (Fig. 21m) alcançando o topo de 200 m para ambos os dias, enquanto a mais profunda ocorreu no dia 1 (Fig. 21a), o qual alcançou o topo em 750 m. Na estação seca, a CLE mais rasa alcançou o topo de 122,8 m no dia 28 (Fig. 11o) e a de maior profundidade com 326,7 m no dia 7 (Fig. 11d). O mesmo ocorre para a CR, em que para o período chuvoso alcançou a maior profundidade de 1300 m, no dia 1 (Fig. 21a), enquanto para a estação seca a maior profundidade alcançou o topo de 1609,4 m no dia 13 (Fig. 11h).

Dos perfis analisados pode-se observar que a CLE mais estável ocorreu nos dias da estação seca. E com relação a profundidade desta camada, o período seco apresentou a CLE mais rasa. Com os perfis verticais observados no período noturno foi possível verificar que a CLP formada nos dias para o período chuvoso foi mais rasa em comparação a CLP nos dias do período seco. Confirmando assim o resultado encontrado por Gasparetto (2011) e Carneiro *et al.* (2016), onde afirmam que a CLP na região da Amazônia, no período seco atinge maior profundidade por ser mais definida que o período chuvoso.

5.3.2 Perfil de Vento na CLE

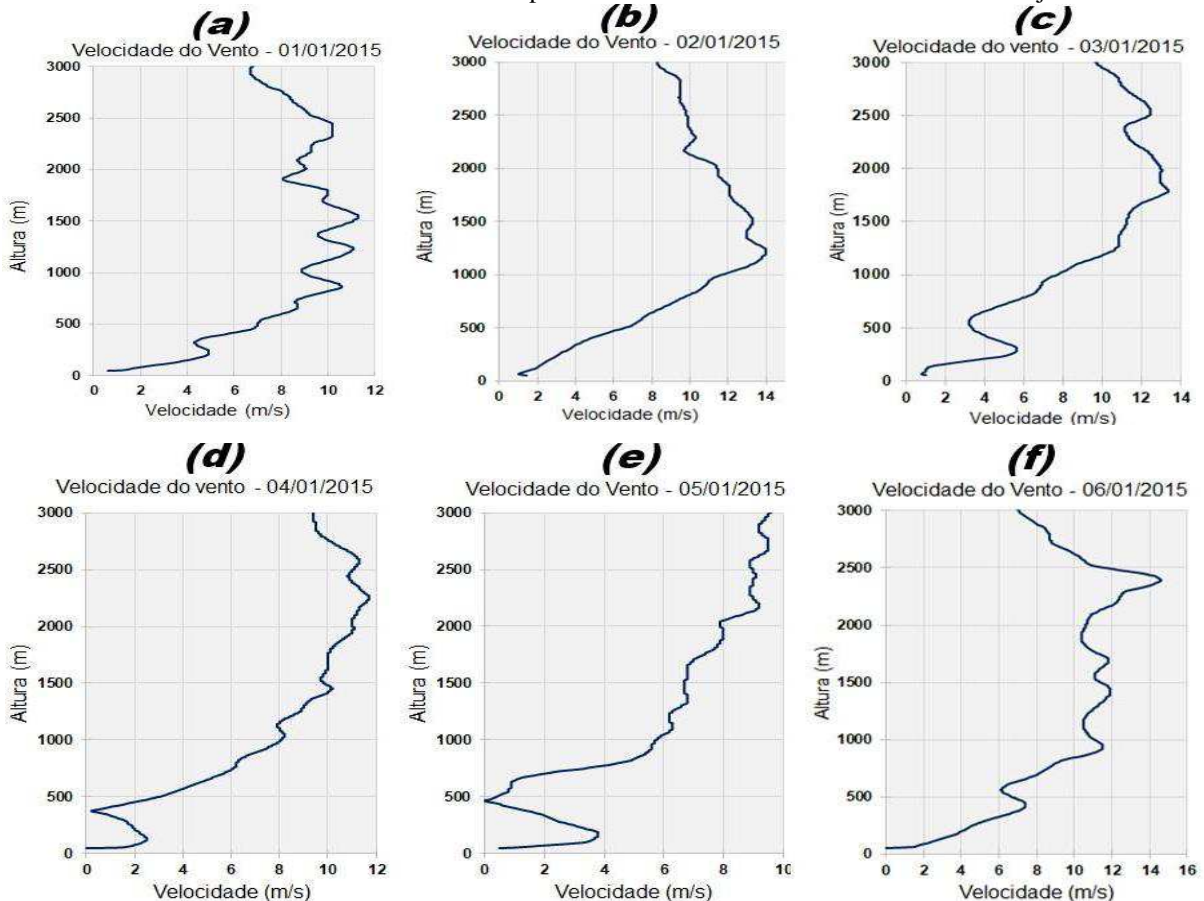
Assim como foi observado para estação seca, serão mostrados nesta seção apenas os dias utilizados nas análises de θ e θ_v para a CLE no mês de janeiro (estação chuvosa), sendo observado que, assim como no período seco ocorreu cisalhamento do vento devido a ocorrência de turbulência fraca, fazendo com que ocorresse uma aceleração da velocidade do vento próximo à superfície, porém não foi identificada a formação de jato noturno próximo à superfície nos dias analisados.

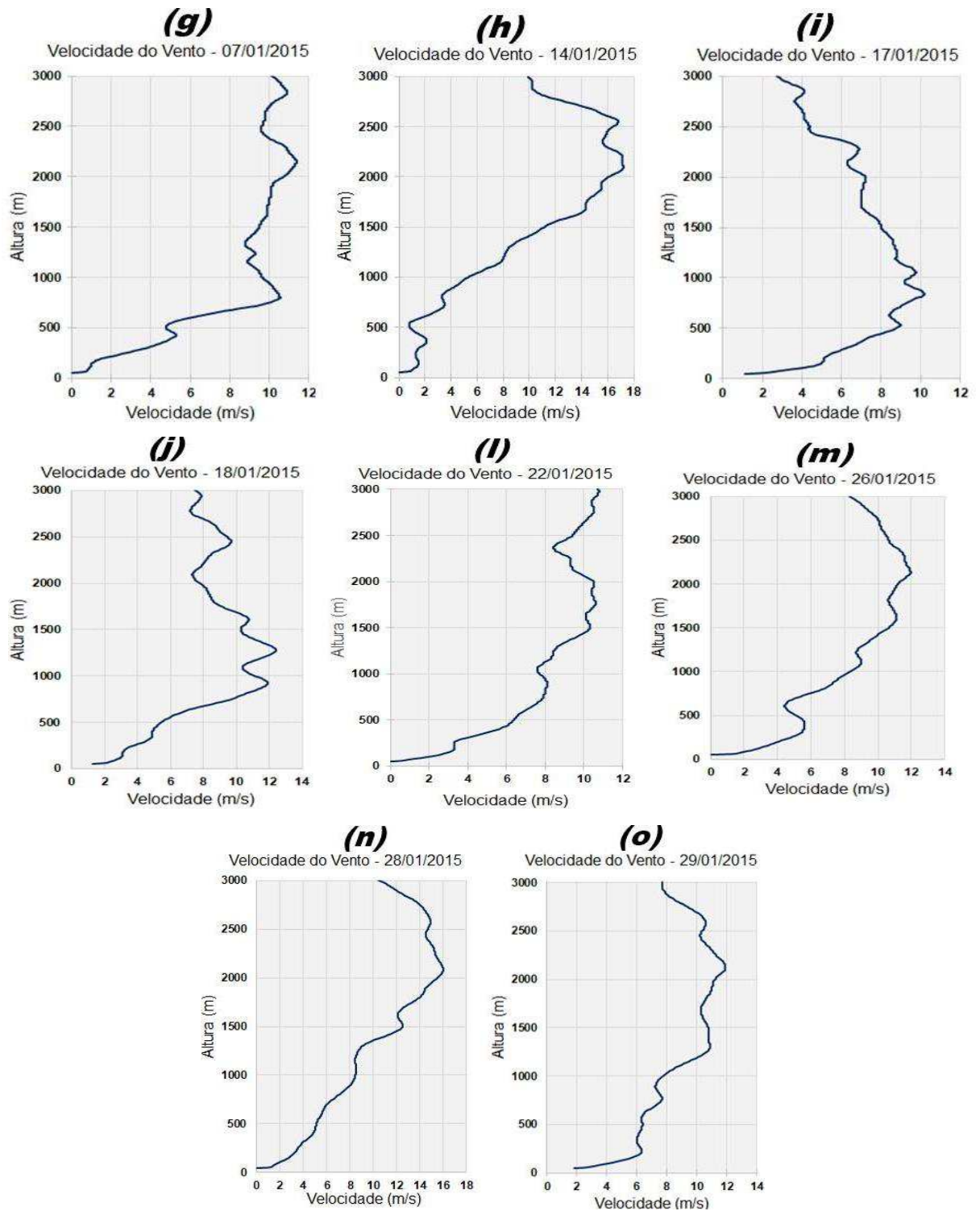
Na maioria dos dias analisados foi possível observar que a velocidade do vento começou a diminuir acima do nível em que foi indicado como sendo o topo da CLP. O qual também pode ser visto nos dias na estação seca e chuvosa, que quanto mais forte foi o cisalhamento do vento em baixos níveis, mais estável foi a CLE nestes dias.

No dia 14, em que não foi possível identificar a CLE e a CR (Fig. 21h) apresentou ocorrência de ventos fracos próximo a CS (Fig. 22h) variando de 0 a 2 m/s em até 400 metros de altura. Somente em três dias, 02, 04, e 05 (Figuras 22b, 22d e 22e) ocorreu velocidade menor que 4 m/s próximo à superfície, enquanto o dia com maior altura da CLP, dia 01, se observa a maior velocidade do vento, 9,1 m/s ocorrendo próximo ao topo da CR.

Uma afirmação que se pode tirar a partir da observação dos perfis de vento é que nos dias do mês de janeiro (estação chuvosa) em sua maioria ocorreu uma menor velocidade do vento (menor de 4 m/s) próximo a superfície, com as maiores ocorrências acima do topo da CLE. Ao mesmo tempo, para o mês de setembro (estação seca), se observou maior velocidade do vento (4 m/s) na região em que a CLE se formou nos primeiros níveis da atmosfera.

FIGURA 22 - Perfis de Vento para CLE durante os dias analisados do mês de janeiro.





Fonte: Autora (2022).

5.3.2.1 Camada Limite Convectiva (13:30h HL)

Neste capítulo, para CLC foram analisados apenas 05 dias do mês de janeiro para os perfis de θ e θ_v (Fig. 23), o qual não ocorreu precipitação próximo ao horário das sondagens das 13:30h (17:30 UTC); os perfis para CLC ficaram mais definidos em comparação a CLE,

tendo uma menor altura (527 m) ocorrendo no dia 12 (Fig. 23c) e uma maior altura (1090 m) ocorrendo no dia 7 (Fig. 23b).

TABELA 7 - Dados de altura do perfil de θ e θ_v , temperatura potencial (θ) e temperatura potencial virtual (θ_v) da CLC para os dias analisados para janeiro.

Dia	Perfil de θ e θ_v (m)	θ (K)	θ_v (K)
3	939	303	307
7	1090	303	308
12	527	302	306
13	739	303	308
21	741	302	308

Fonte: Autora (2022).

Como mostrado anteriormente na Figura 9, o dia com a maior altura (dia 7) foi o dia em que houve menor ocorrência de precipitação, assim como o dia que ocorreu a menor altura da CLP (dia 12) foi o dia com mais ocorrência de precipitação entre os dias analisados para CLC, isso talvez explique a formação rasa da CLP nesse período.

Para o dia com maior altura (dia 7, Fig. 23b), observou-se uma CLP mais definida provavelmente devido a menor ocorrência de umidade na atmosfera devido a menor ocorrência de precipitação neste dia, assim também como se observou uma CM muito turbulenta, com uma camada de entranhamento bem visível. Em comparação, para o dia 12 (Fig. 23c) com a menor altura (527m), observou-se uma CLP pouco definida que pode ter sido causado devido a atmosfera está mais úmida neste dia devido a precipitação ocorrida (Fig. 9), assim também como se verificou uma CM com uma turbulência fraca durante a tarde, como será visto mais à frente nas próximas seções.

Assim como a CLC observada para estação seca, na estação chuvosa foi possível observar nos perfis de θ e θ_v uma fraca instabilidade ocorrendo próximo à superfície, podendo assim identificar a CS nos perfis. Contudo, para a estação chuvosa os perfis indicaram a formação de uma CS bem menos instável que nos perfis da estação seca.

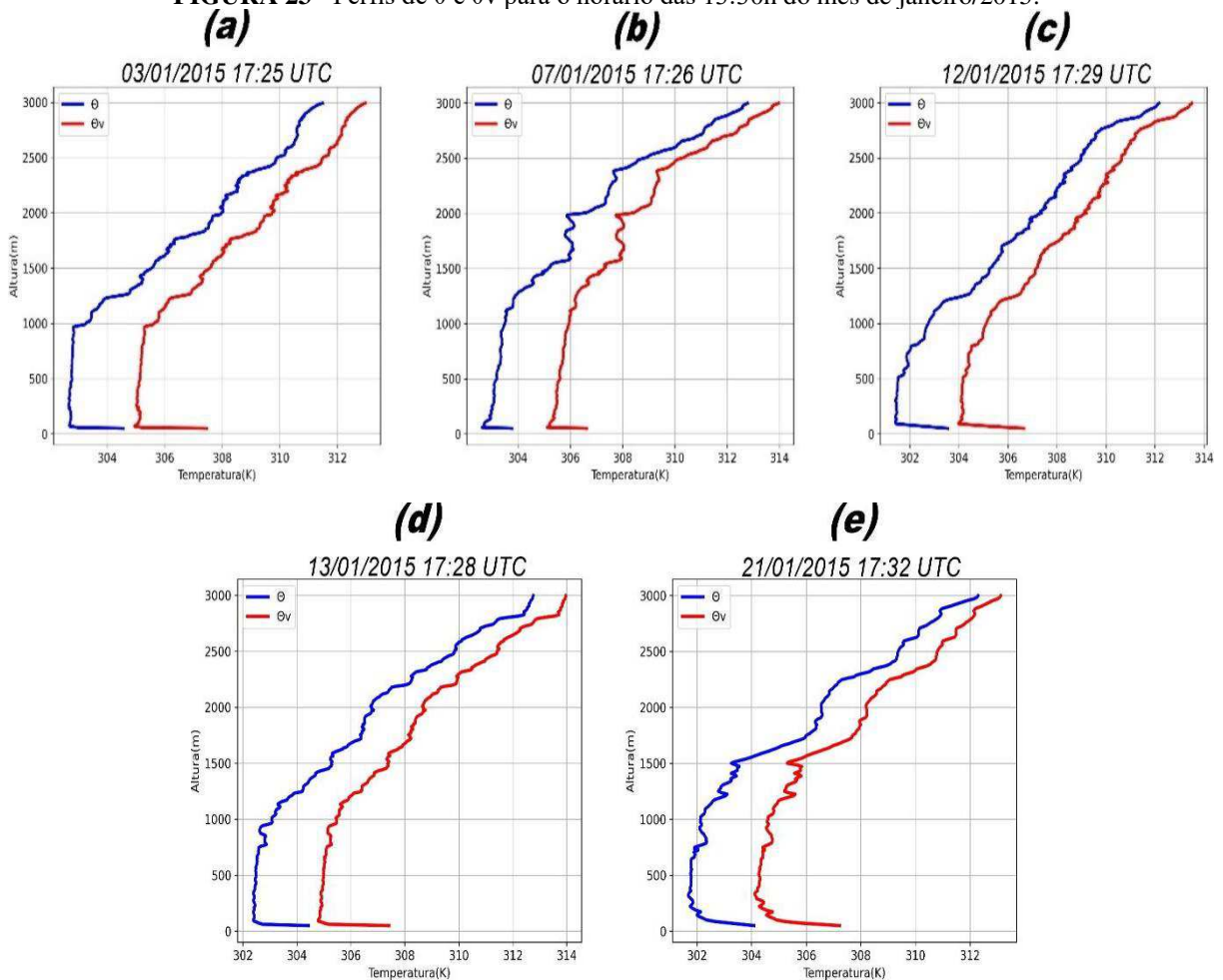
Os dois dias com menor altura da CLC (dia 12 e 13, Figuras 23c e 23d, respectivamente), foram os dias mais chuvosos dos dias analisados para CLC, dias estes em que não foi possível identificar facilmente a CS devido a pouca instabilidade próximo a superfície. Definindo assim que, para o período diurno quanto mais chuvoso o dia, menor é a possibilidade de se identificar a CS no perfil de θ e θ_v .

Acima da CS, observou-se a CM neutra na maioria dos dias analisados, assim como também se verificou uma ZE rasa em todos os dias, com a sua maior profundidade sendo vista

no dia 03 (Fig. 23a), entre os níveis de aproximadamente 940 e 1021 m, e menor profundidade observada no dia 12 (Fig. 23c) com apenas 8 m de espessura.

Em geral, se pode observar que nos dias aqui analisados para estação chuvosa, os sistemas meteorológicos atuantes sobre a região estudada tiveram interação na formação da CLC, no desenvolvimento da altura da mesma, já que é possível verificar maiores alturas da CLC na análise dos dias da estação seca, corroborando com o estudo feito por Ribeiro et al. (2020), no qual observou que durante o período de seu estudo, 2010 à 2017, houve um aumento da altura da CLP nos meses representantes da estação seca com precipitação abaixo de 100 mm, e nos meses da estação chuvosa com precipitação total acima de 100 mm, a altura da CLP diminuiu.

FIGURA 23 - Perfis de θ e θ_v para o horário das 13:30h do mês de janeiro/2015.



Fonte: Autora (2022).

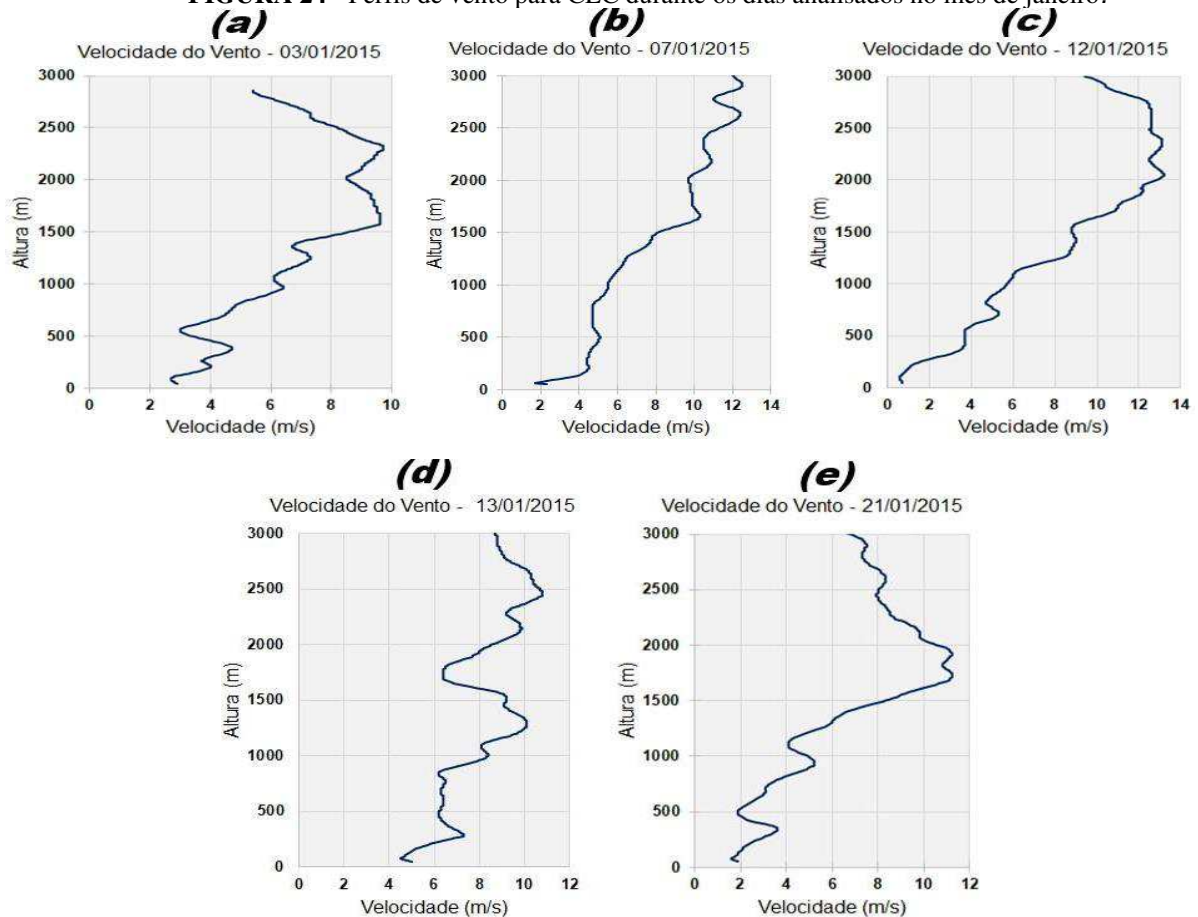
5.3.3 Perfil de Vento na CLC

Nesta seção é visto que assim como no período seco, ocorreu próximo à superfície uma diminuição na velocidade do vento devido à desaceleração com a força de atrito em razão da rugosidade, observando-se na Fig. 24 que em todos os dias analisados houve velocidade

variada, porém com baixa velocidade próximo a superfície, mas elevando-se com a altura, e uma maior velocidade ocorrendo próximo a altura da CM.

Observando os perfis, pode-se verificar que em comparação ao período seco, no período chuvoso a velocidade do vento próximo a CS foi baixa, com menor ocorrência no dia 12 (0,8 m/s, Figura 24c) e velocidades mais fortes na altura da CM chegando a no máximo 6 m/s para os dias com maiores alturas da CLP. Para o período seco, a maior velocidade na altura da CM chegou no máximo a 10 m/s (dia 9, Figura 14c). Porém, para ambas as estações não foi identificada velocidade do vento aproximadamente constante nas camadas.

FIGURA 24 - Perfis de vento para CLC durante os dias analisados no mês de janeiro.



Fonte: Autora (2022).

5.3.4 Número de Richardson Bulk

5.3.4.1 CLE (1:30h HL)

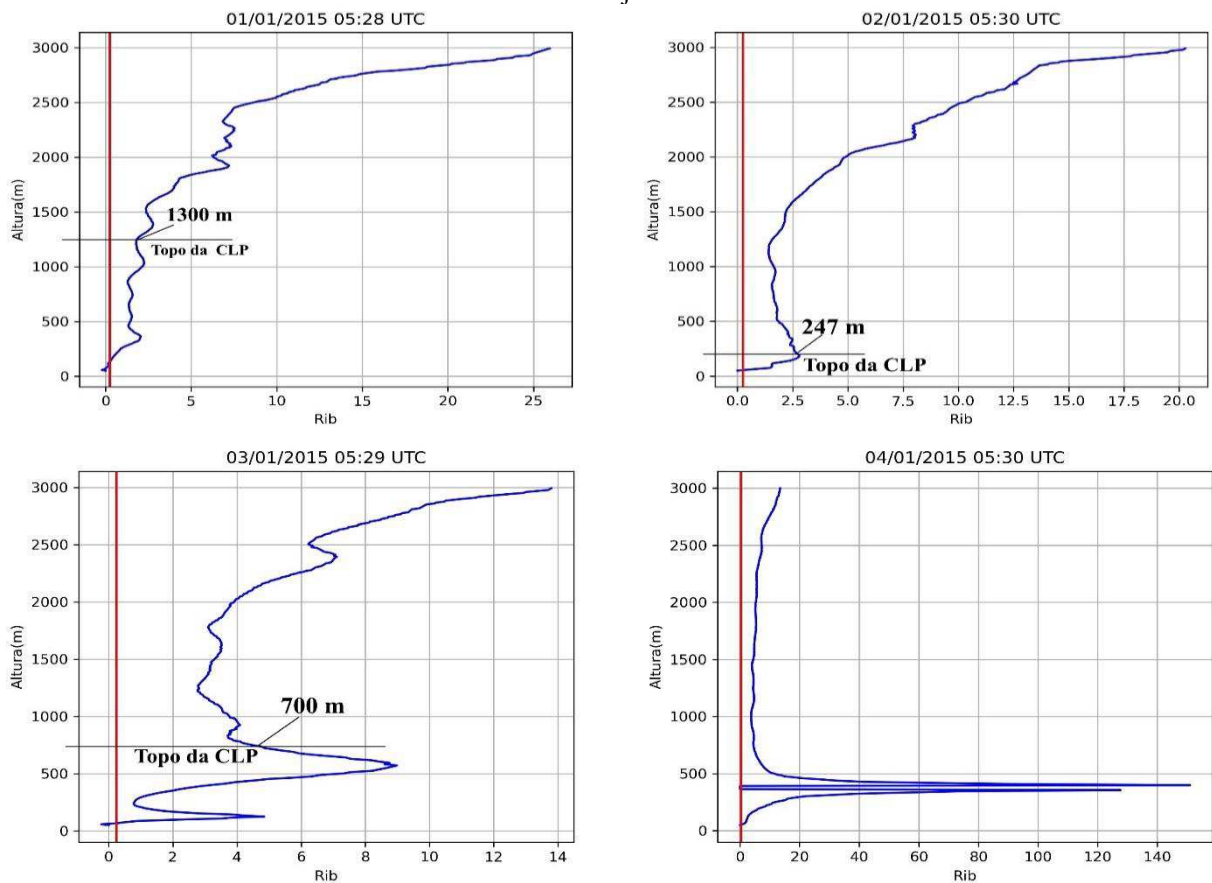
Neste capítulo, assim como no capítulo 5.2.1.3, será visto como se comportou o escoamento da camada durante o período analisado, com o limiar crítico de 0,25 e 1. E assim como na estação seca, aqui o Rib não será detalhado, sendo apenas feito a análise da camada no momento das sondagens.

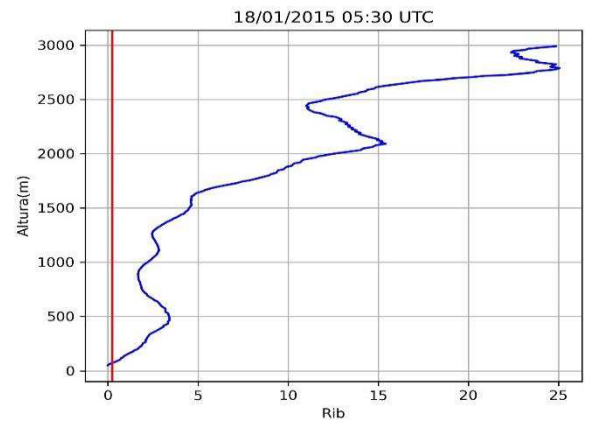
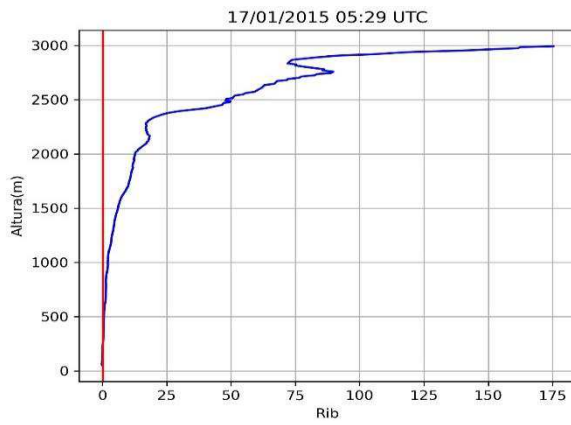
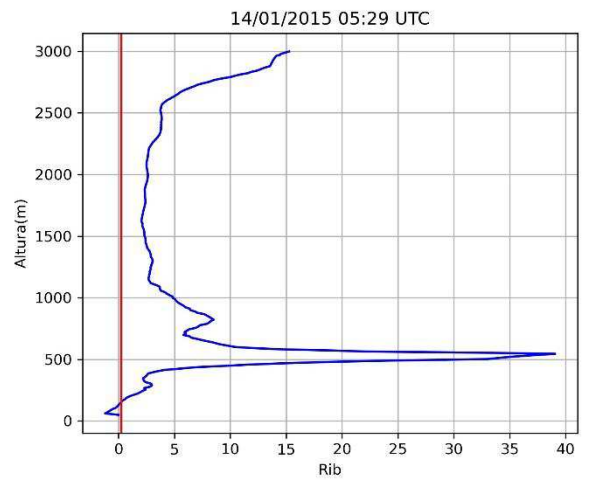
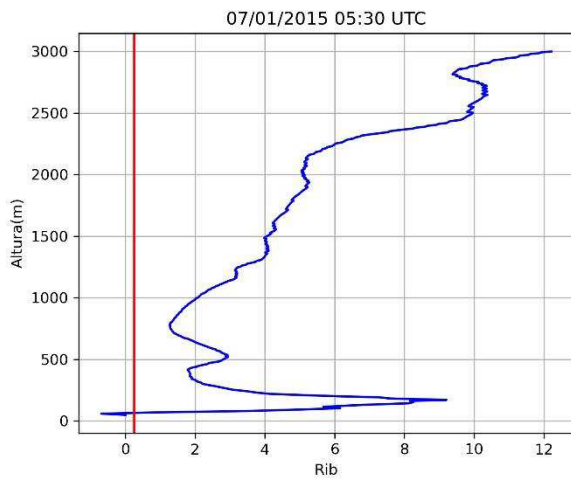
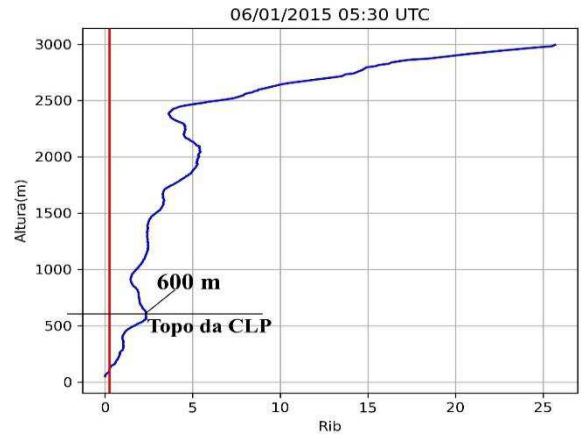
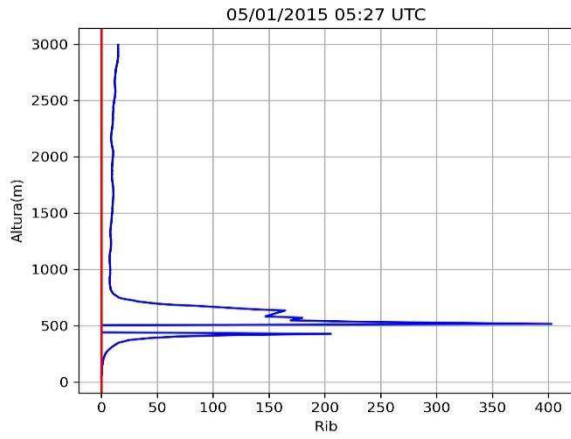
Na Figura 26, observa-se que, diferente da CLE para estação seca, aqui na estação chuvosa a CS, até 100 m de altura, mostrou-se indefinida com relação ao Rib em vários dias observados, com o número crítico ficando entre o limiar de 0,25 e 1.

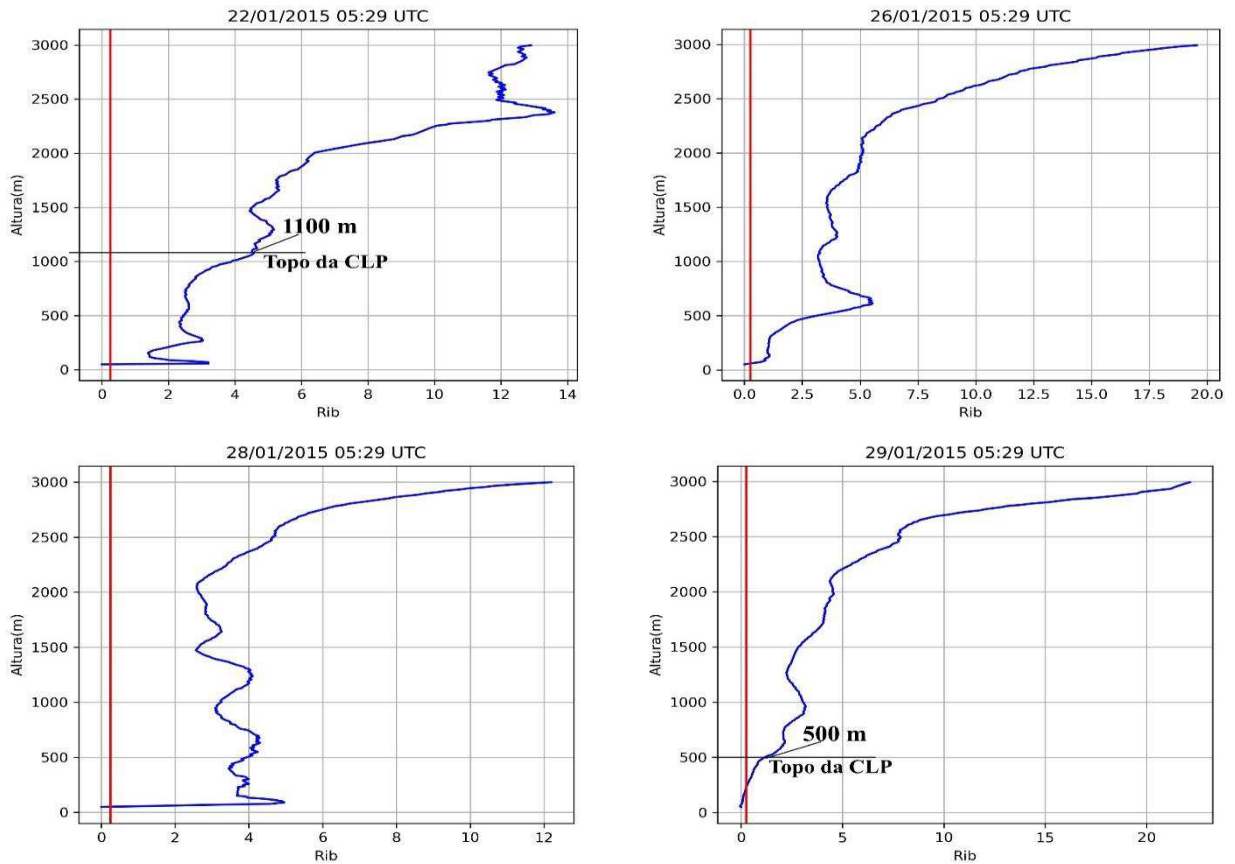
Acima de 100 m o Rib mostrou valores acima de 1 (escoamento laminar) para a sondagem das 01:30 h. Porém, para o dia com a menor CLP (dia 17, Fig. 25i), observou-se, até aproximadamente 250 m, o Rib menor que 0,25 mostrando que neste dia a camada estava com escoamento turbulento. Entretanto, esse comportamento não é o esperado para o período noturno, podendo assim ser uma análise para estudos futuros para identificar os motivos para o comportamento de Rib para este dia.

Para todos os outros dias observados para a CLE, foi visto nos perfis de Rib que havia escoamento laminar nas camadas analisadas, assemelhando-se com o observado para a estação seca e com a teoria de Rib. Ficando possível concluir, também na estação chuvosa, que com esse método foi possível determinar que a camada estava laminar durante o período noturno.

FIGURA 25 - Perfis verticais do número de Richardson Bulk (Rib) com limiar 0,25 (linha vermelha) para CLE no mês de janeiro.







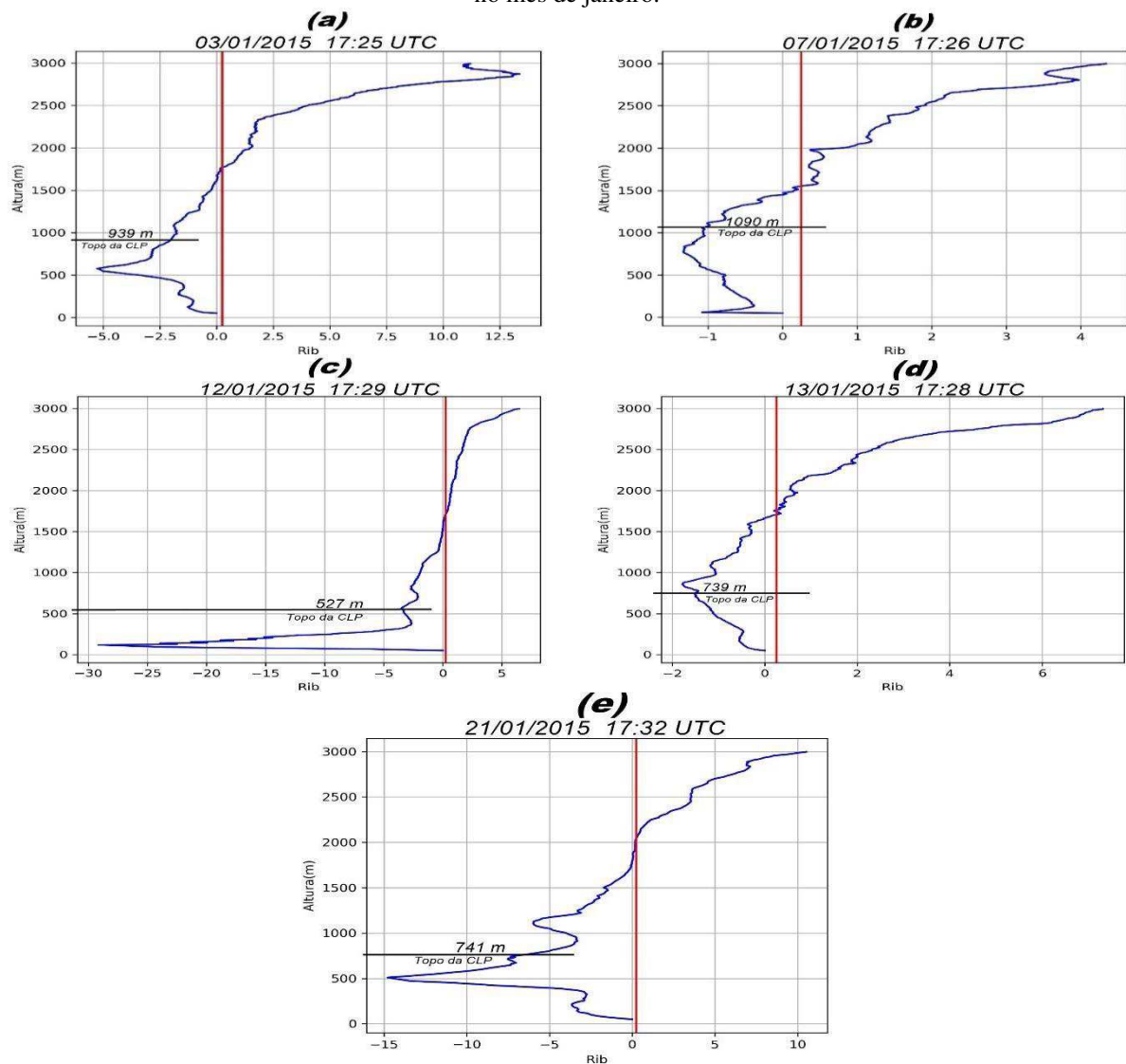
Fonte: Autora (2022).

5.3.4.2 CLC (13:30h HL)

Assim como feito para a CLE, aqui na Figura 26, serão mostrados os perfis verticais para o Rib empregando o limiar de 0,25 e 1 com objetivo de constatar se havia um escoamento turbulento ocorrendo na CLC para os mesmos dias analisados em θ e θ_v . Igualmente como para a estação seca, aqui na estação chuvosa, verifica-se Rib menor que 0,25 em todas as camadas observadas, com valores maiores que o valor crítico acima do topo da CLP, após 1500 m de altura.

Mostrando então que, tanto para estação seca quanto para a estação chuvosa, o Rib para o período diurno tem valores menores que o limiar adotado neste estudo, comprovando que na CM, assim como na CS, o escoamento é turbulento, tornando-se laminar apenas na atmosfera livre.

FIGURA 26 - Perfis verticais do número de Richardson Bulk (Rib) com limiar 0,25 (linha vermelha) para CLC no mês de janeiro.



Fonte: Autora (2022).

5.3.5 Ceilômetro

Para o ceilômetro foram utilizados os 17 dias analisados para o período noturno e diurno (CLE e CLC) do mês de janeiro, porém, no período chuvoso a presença de precipitação em todos os dias dificultou a análise dos dados. A Figura 27 mostra os dias analisados para a altura da CLP feita pelo ceilômetro, sendo observado na Tabela 8 que em todos os dias a altura estimada por este instrumento foi na maioria muito superior estimada pela análise dos perfis de temperatura potencial para os horários observados. Para os dias 05, 22, e 28 não houve registro de dados do ceilômetro no horário de 01:30 UTC, com ocorrência de registro apenas após as 02:00 UTC ficando assim impossível observar a altura da CLP para estes dias, como visto na Tabela 8.

TABELA 8 - Alturas do topo da Camada Limite Planetária analisadas para a temperatura potencial (esquerda) e ceilômetro (centro) durante o período noturno (CLE) e diurno (CLC) para o mês de janeiro/2015 e a diferença em porcentagem (direita) em que o ceilômetro subestimou/superestimou o perfil de temperatura potencial.

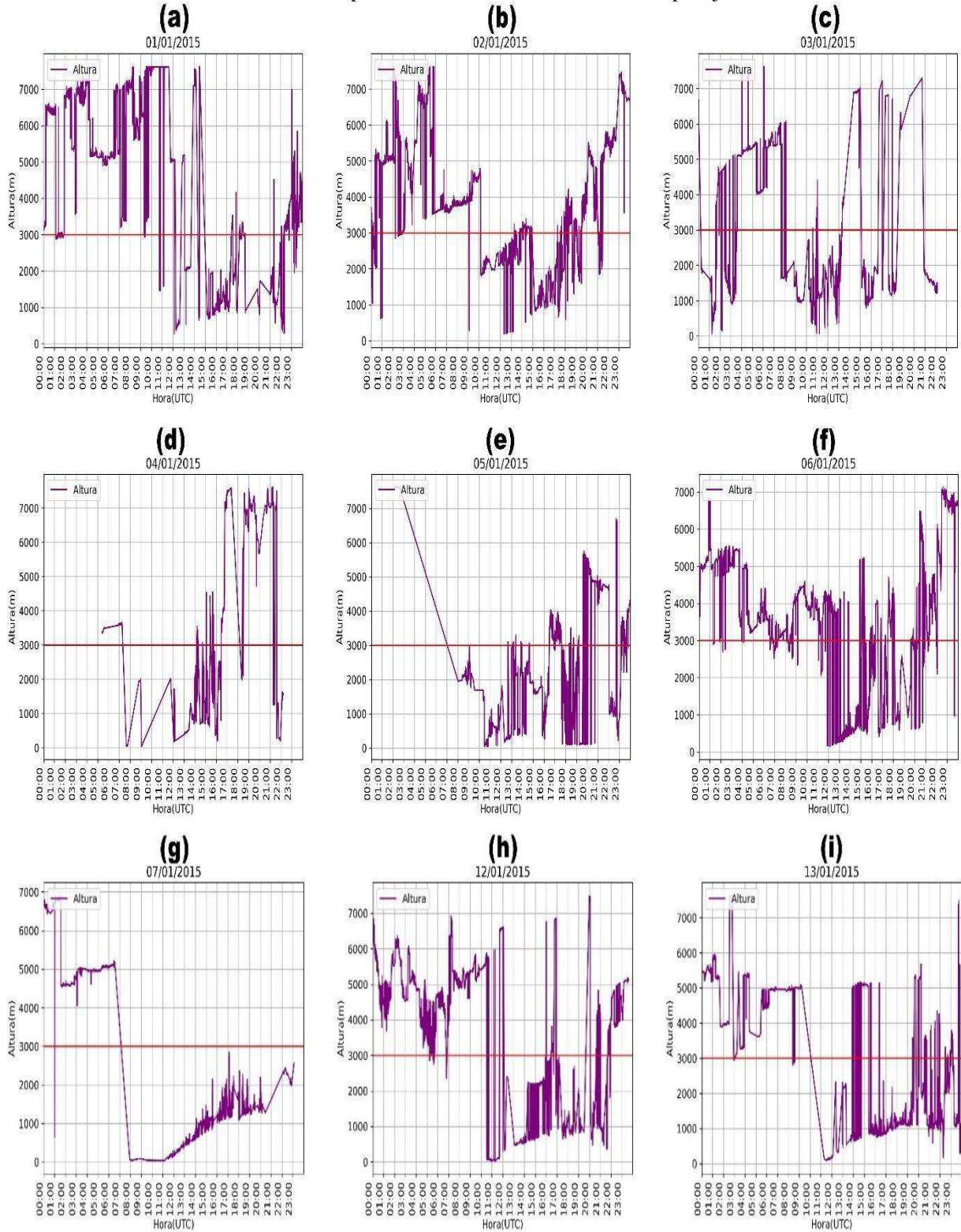
CLP período Noturno				CLP período Diurno			
Dia	Perfil de θ e θ_v (m)	Ceilômetro (m)	Diferença em %	Dia	Perfil de θ e θ_v (m)	Ceilômetro (m)	Diferença em %
1	1300	5140	80	3	978,8	6800	86
2	247	5130	95	7	1090,4	1600	32
3	700	4060	95	12	518	780	34
4	-	3510	-	13	739,3	1390	47
5	-	-	-	21	741	830	11
6	600	3640	89				
7	-	5040	-				
14	-	590	-				
17	-	4820	-				
18	-	5250	-				
22	1100	-	-				
26	-	4870	-				
28	-	-	-				
29	500	7620	94				

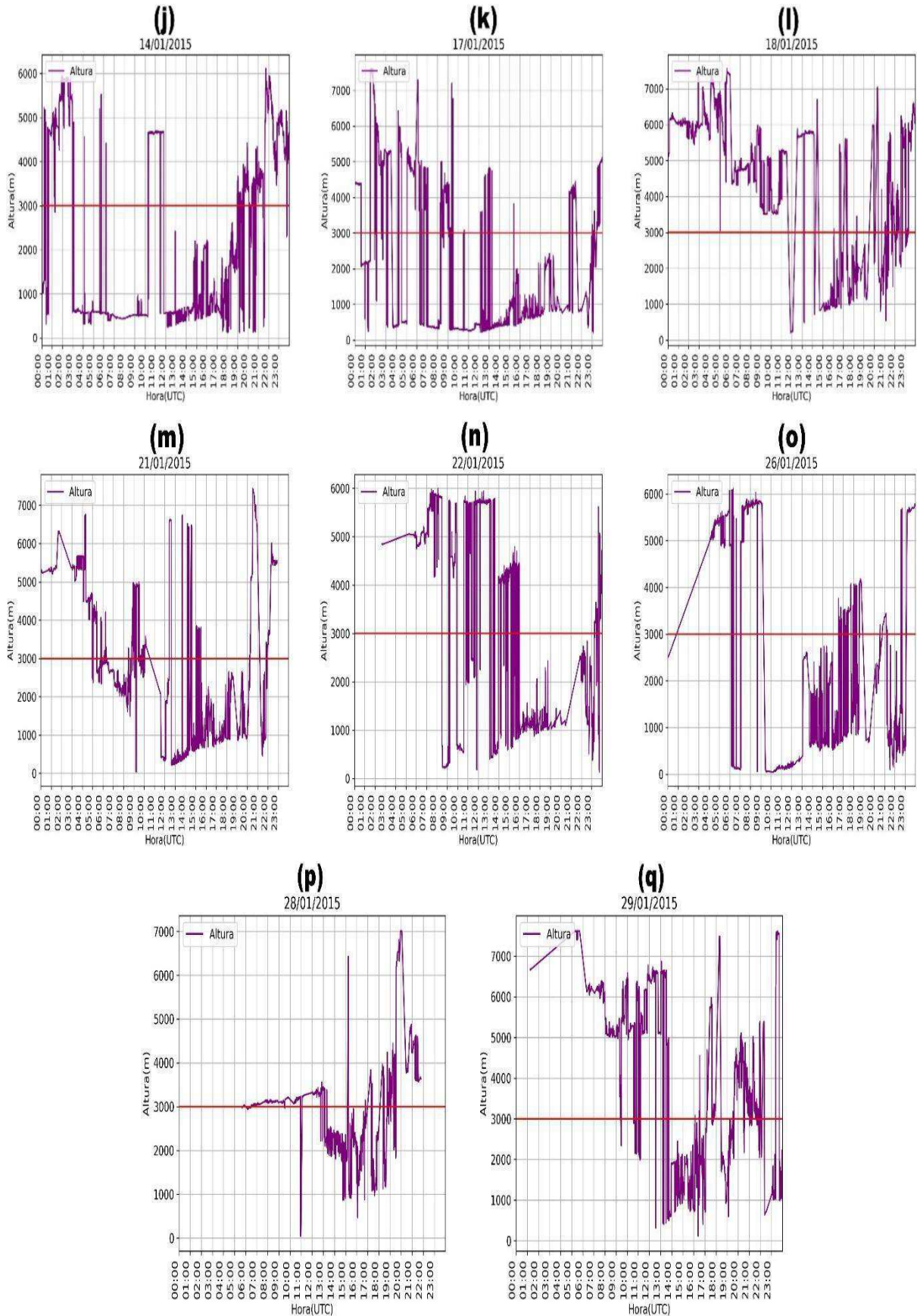
Fonte: Autora (2022).

Verificou-se para os dias analisados que, diferente da estação seca, a maioria das alturas registradas estavam superestimadas em relação à observada para a temperatura potencial. Para o dia com maior altura para CLP no período diurno, dia 07 com 1090 metros, verificou-se uma diferença entre o ceilômetro e o perfil de temperatura potencial de 510 m (1600 m e 1090 m respectivamente). Para o dia com menor altura (dia 12) observou-se a menor diferença de 262 m (780 m e 518 m respectivamente), indicando que devido a essas diferenças no registro de altura da base de nuvem com ceilômetro durante o período chuvoso, esse método apresenta limitações tanto para o dia quanto para a noite, mostrando registros de alturas superestimadas em comparação às observadas no perfil de θ e θ_v , principalmente para o período noturno como observado na Tabela 8.

Esses valores superestimados podem ter ocorrido devido a ocorrência de precipitação em todos os dias analisados, o que ocasionou uma atmosfera mais úmida e uma grande variação na temperatura próximo a superfície, dificultando assim as medições do instrumento.

FIGURA 27 - Série temporal da altura da CLP do Ceilômetro para janeiro/2015.





Fonte: Autora (2022).

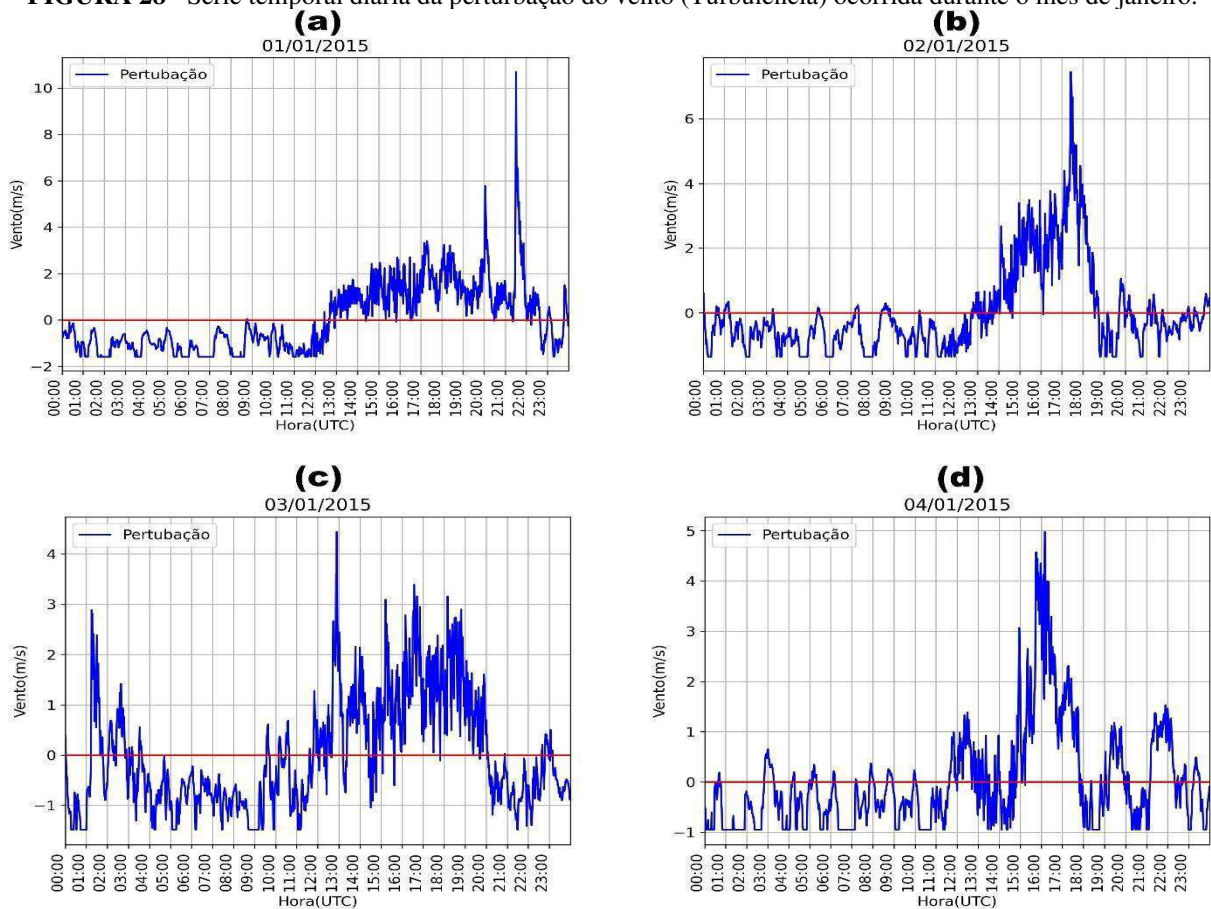
5.3.6 Turbulência

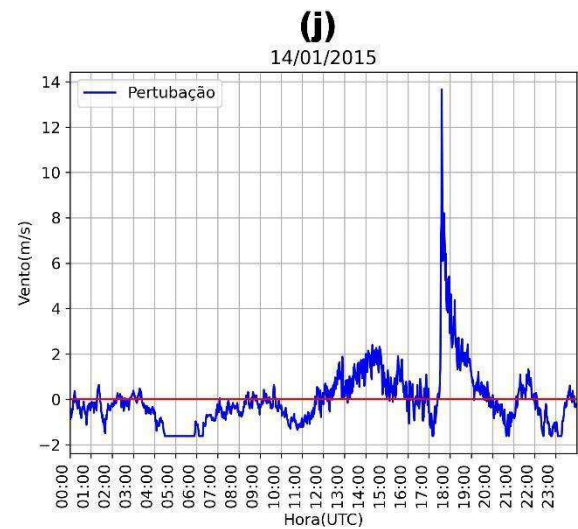
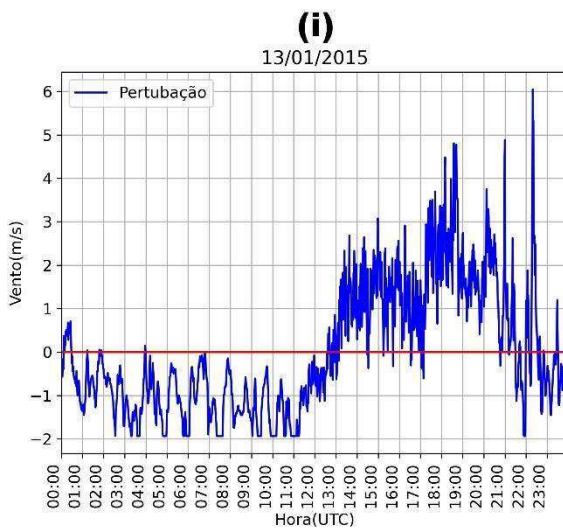
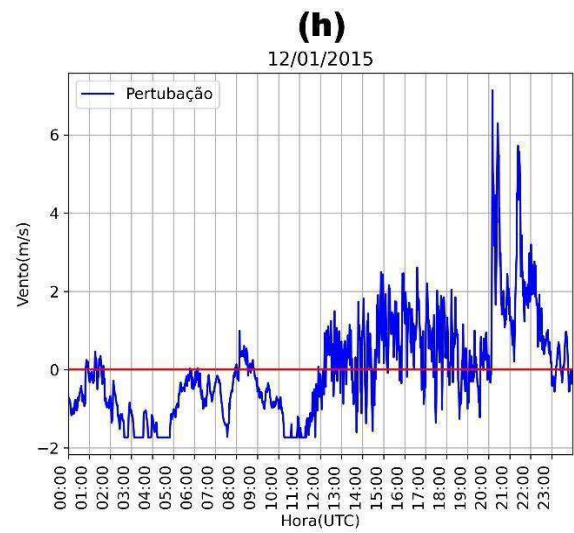
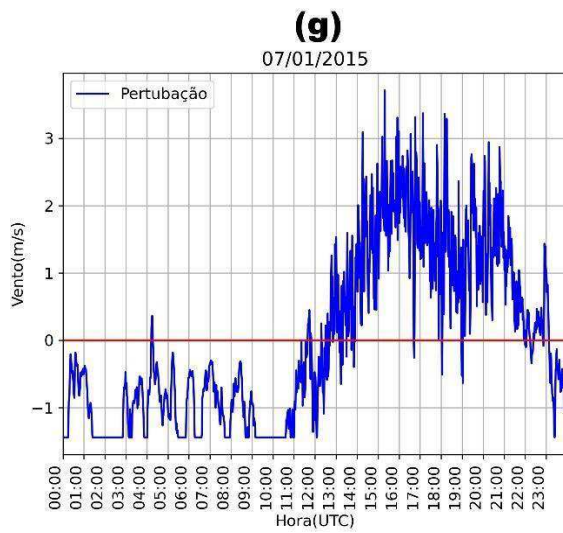
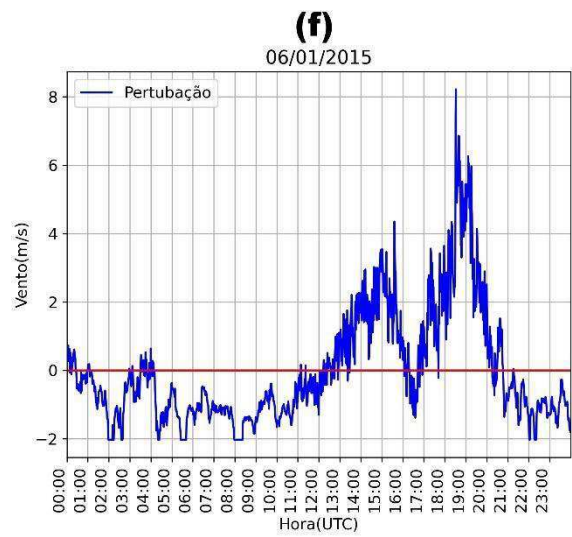
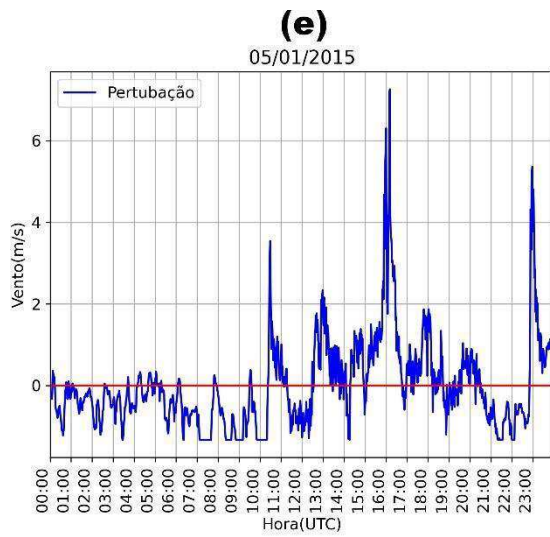
Diferente do período seco, aqui para o mês de janeiro (Fig. 28) observou-se a ocorrência de turbulência com menor intensidade em comparação ao mês de setembro (Fig. 18). Para a CLC, em comparação ao período seco, observou-se uma turbulência mais fraca acontecendo durante a tarde, com picos ocorrendo sempre entre as 13h e 19h (HL), provavelmente em virtude da umidade na atmosfera devido a ocorrência de precipitação nos dias analisados, como visto anteriormente na Figura 9.

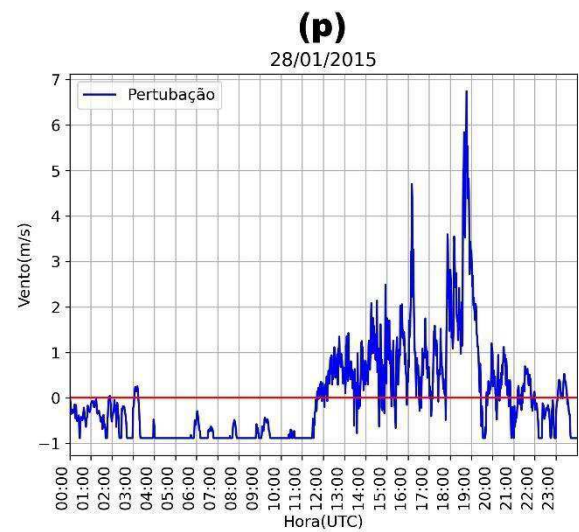
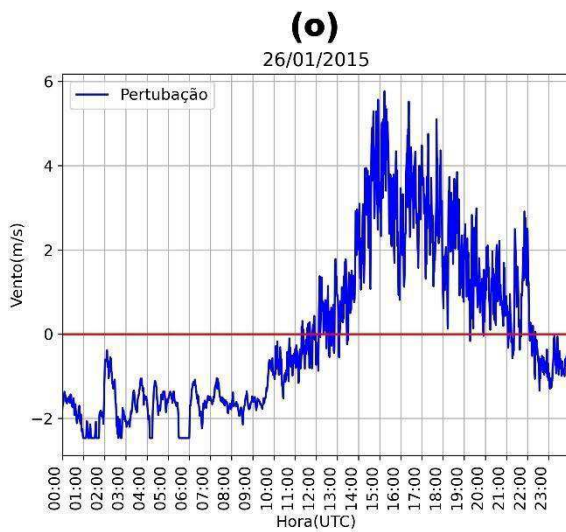
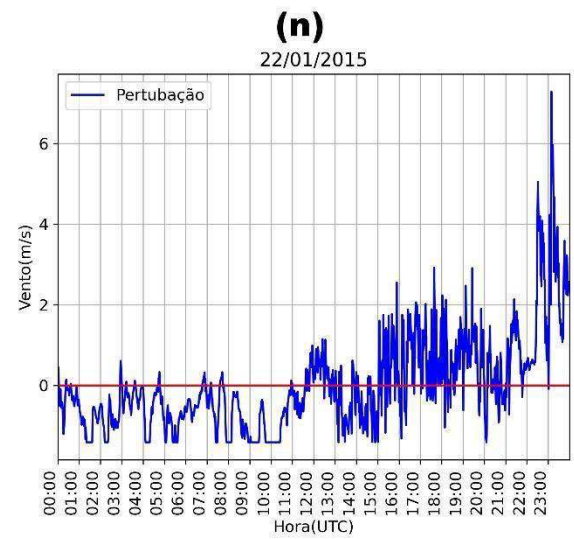
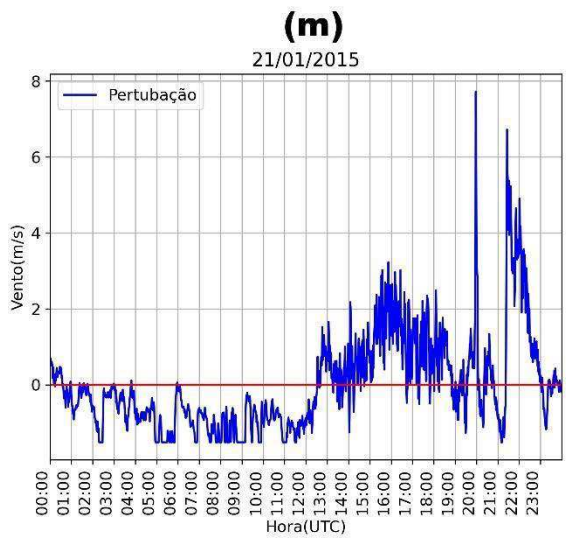
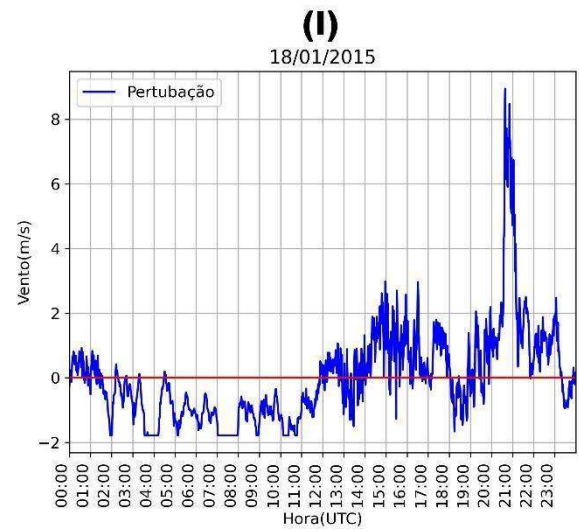
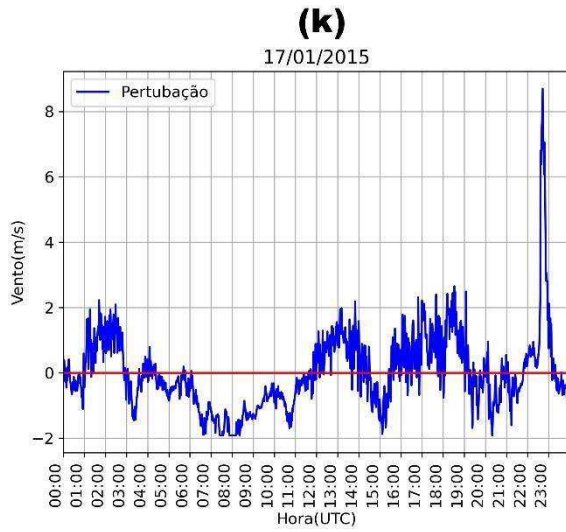
Para o dia com maior altura da CLP no período diurno (dia 07), verifica-se que diferente dos outros dias observados, neste, havia uma forte turbulência acontecendo (Fig. 28g), com ventos fracos próximo a CS com magnitude de até 4 m/s sendo observados para este dia (Fig. 24b).

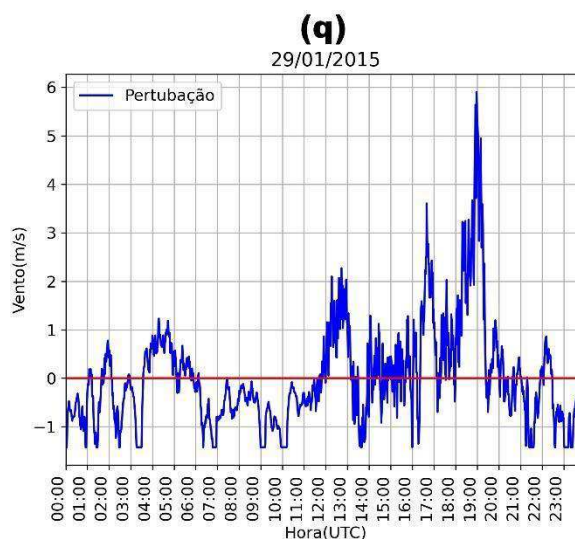
Porém, para o dia de menor altura da CLP (dia 12), observou-se a ocorrência de uma baixa velocidade do vento próximo a superfície com 0,8 m/s (Fig. 24c), assim como uma turbulência fraca no período diurno com um aumento acentuado próximo às 16h (Fig. 28h). Na Figura 26c, se observou um Rib negativo, mas aumentando após 100 m acima da superfície, porém abaixo do limiar de 0,25, mostrando que a camada abaixo da CLP neste dia estava com escoamento turbulento.

FIGURA 28 - Série temporal diária da perturbação do vento (Turbulência) ocorrida durante o mês de janeiro.









5.3.7 Balanço de Energia

Infelizmente, para a maioria dos dias analisados, os dados não estavam disponíveis para calcular os fluxos de superfície, portanto, foram observados apenas 8 dias do mês de janeiro para o balanço de energia (Figura 29). Verificou-se que durante os horários da CLE devido a não ocorrência de radiação por estar no período noturno, os fluxos ficaram próximos a zero, mostrando que apesar de não estar chegando radiação direta, a superfície continuou aquecida, provavelmente devido à temperatura ocorrida durante o dia, como poderá ser analisado na seção 5.3.8 para a perturbação de temperatura.

Durante a CLC, observou-se fluxos positivos durante a tarde, com as componentes chegando em seus máximos sempre entre 11h e 17h, porém com muita variação durante a tarde. O R_n variou entre 300 e 750 W/m^2 , com o menor valor sendo visto para o dia 5 (Fig. 29e) observado para a CLE, assim como ocorrido na estação seca.

O dia 07, cuja CLP teve maior altura (1090,4 m), por não haver dados suficientes para ser gerado o gráfico dos fluxos, não pode ser analisado. Para a segunda maior altura da CLP, ocorrida no dia 3 com 978,8 m, observou-se o R_n com seu máximo ocorrendo às 14 UTC (com 600 W/m^2), com uma diminuição dos fluxos após esse horário como visto na Figura 29c, o qual também se observa para este mesmo horário uma ligeira diminuição da turbulência (Fig. 29c).

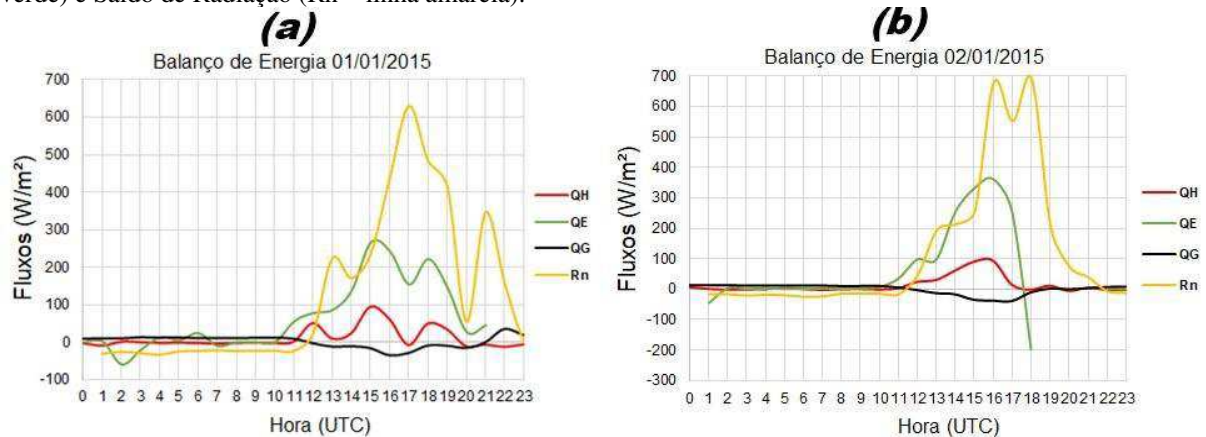
Porém para o dia 12 (Fig. 29g), cuja CLP foi a menor observada (518 metros) durante o período diurno, se verificou um alto fluxo de energia ocorrendo no período da tarde com pico ocorrendo próximo às 15h. Também pode-se observar que nos dias 03, 12 e 13 (Figuras 29c, 29g e 29h), observados para CLC, foi visto a ocorrência dos fluxos mais fracos, ao passo que para o dia 03 (segunda maior CLP), observou-se o fluxo pouco mais forte entre estes três dias analisados.

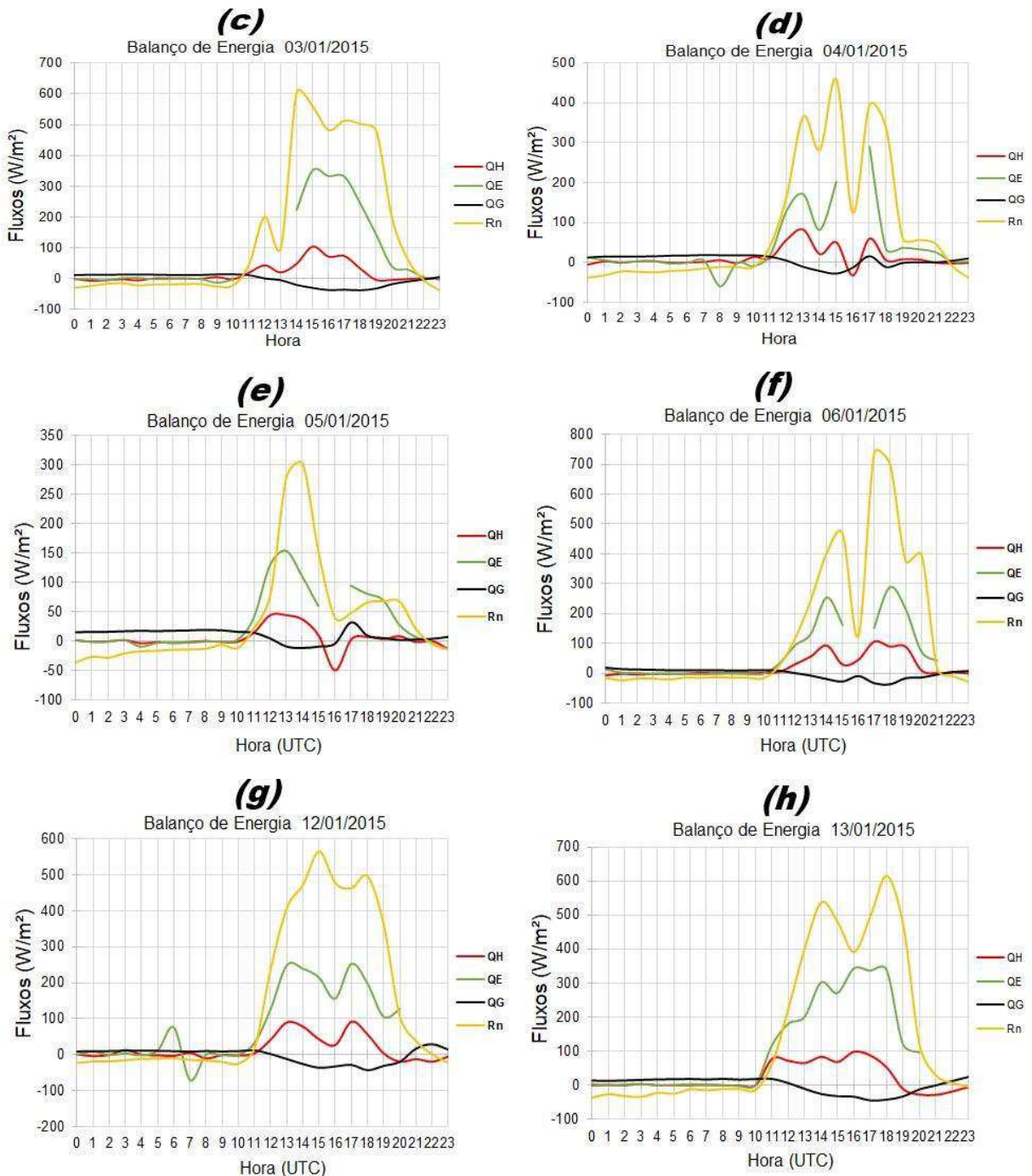
Em comparação aos dias com maior altura da CLP, tanto para o período seco quanto para o chuvoso, pode ser visto que os fluxos foram semelhantes, com os maiores fluxos ocorrendo entre 10HL e 12HL (14 UTC - 16 UTC) para ambos os períodos, porém com fluxos variando com menores valores para o período chuvoso. Pode-se observar também para esses horários, que no período chuvoso ocorreu turbulências mais fracas (Figura 28), assim como também, se observa uma menor velocidade do vento até 100 m acima da superfície durante a CLC (Fig. 24).

Diferente do período seco (Fig. 19), nos gráficos aqui mostrados para o balanço de energia durante o período chuvoso (Fig. 29), pode-se observar maior ocorrência dos fluxos de calor latente (QE) em comparação ao fluxo de calor sensível (QH), mostrando que para o período aqui analisado ocorreu maior perda de calor, com fluxos positivo com mínimo de 150 W/m^2 no dia 5 e máximo chegando até 350 W/m^2 para o dia 3. Para o período seco, o QE atingiu o valor máximo de 200 W/m^2 . Para o QH, os máximos e mínimos variaram entre 40 W/m^2 a 100 W/m^2 no período chuvoso e para o período seco variou entre 200 W/m^2 a 380 W/m^2 .

Estes resultados comprovam estudo feito anteriormente por Oliveira *et al.* (2020), o qual observou na CM nublada, que as nuvens afetam o fluxo de calor sensível à superfície, aumentando o fluxo de calor latente devido a processos associados à chegada da frente de rajada ou diminuindo o fluxo de calor sensível devido ao transporte de ar frio de cima para a camada limite.

FIGURA 29 - Balanço de Energia dos dias analisados do mês de janeiro de 2015, onde mostra o Fluxo de Calor no Solo (QG – linha preta), Fluxo de Calor Sensível (QH – linha vermelha), Fluxo de Calor Latente (QE – linha verde) e Saldo de Radiação (Rn – linha amarela).





Fonte: Autora (2022).

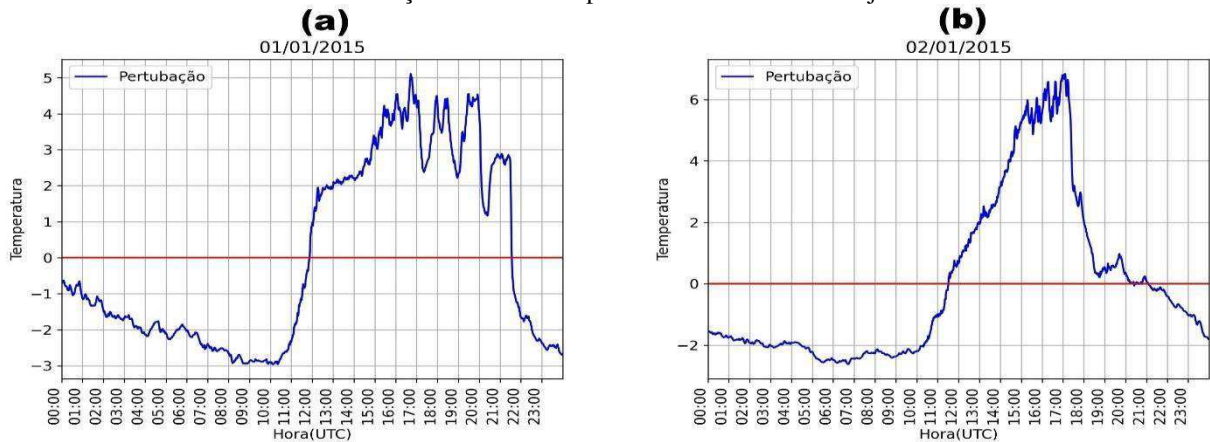
5.3.8 Perturbação da Temperatura

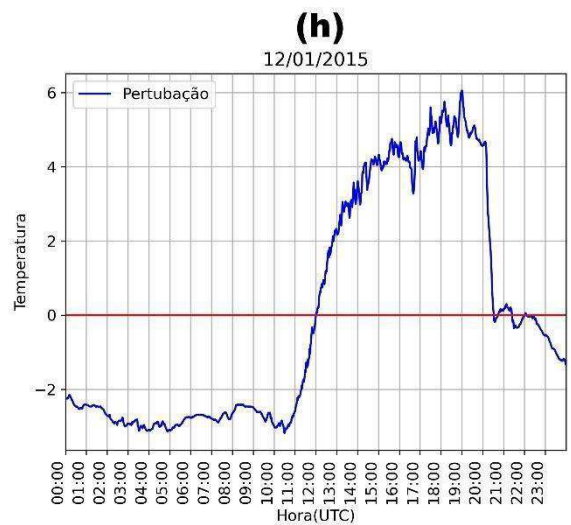
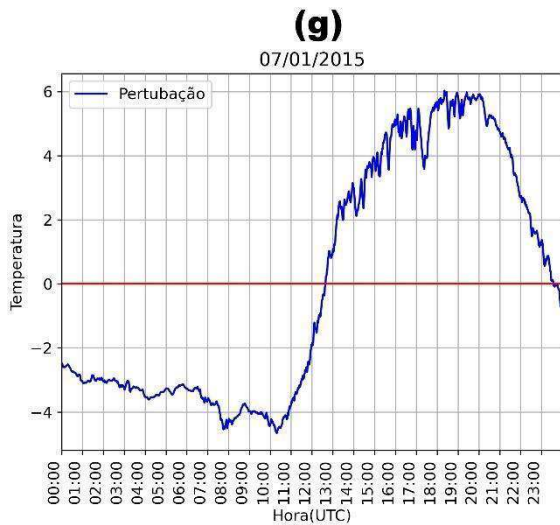
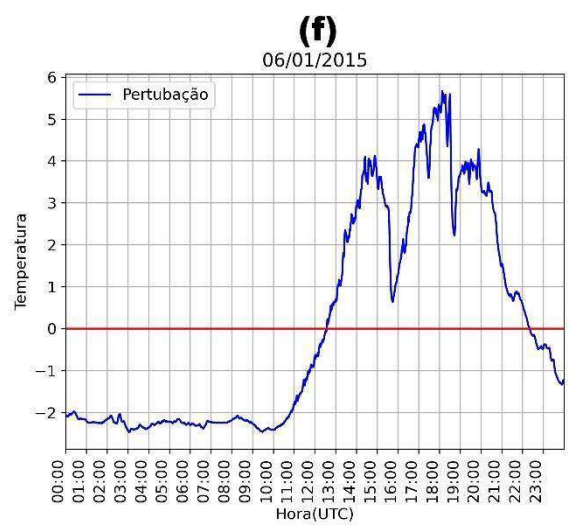
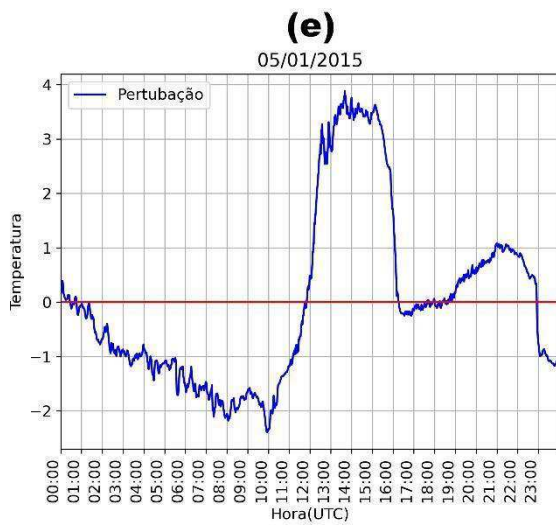
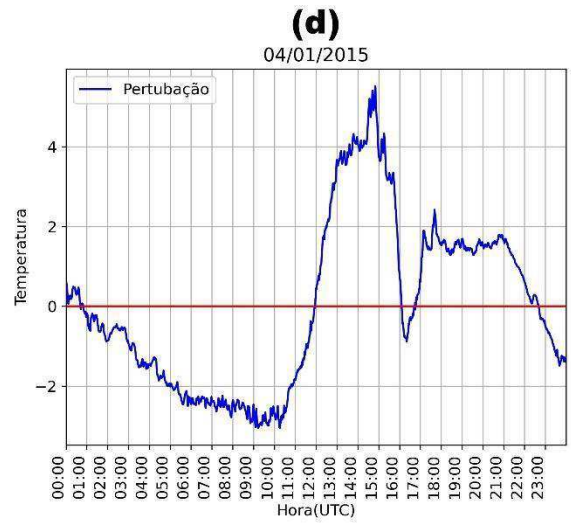
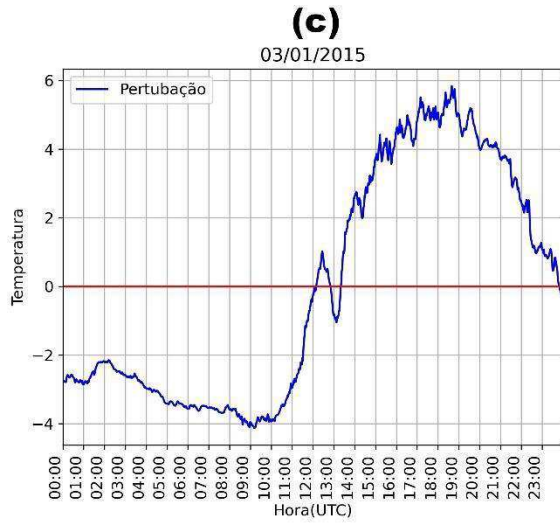
Assim como para o período seco, pode-se observar aqui no período chuvoso que as perturbações de temperaturas ocorreram com máximos durante a tarde (Fig. 30), tal como os máximos de balanço de energia e a turbulência, período em que a superfície está mais aquecida. Porém, diferente do período seco, se observa para o período chuvoso, que durante a tarde, ocorreu maiores quedas na perturbação da temperatura, provavelmente devido a ocorrência de precipitação.

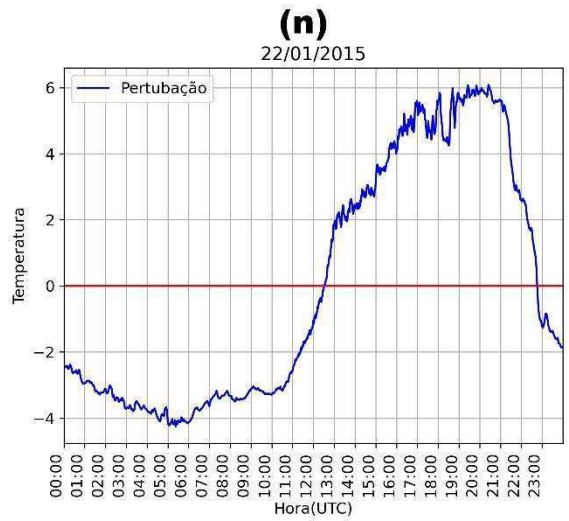
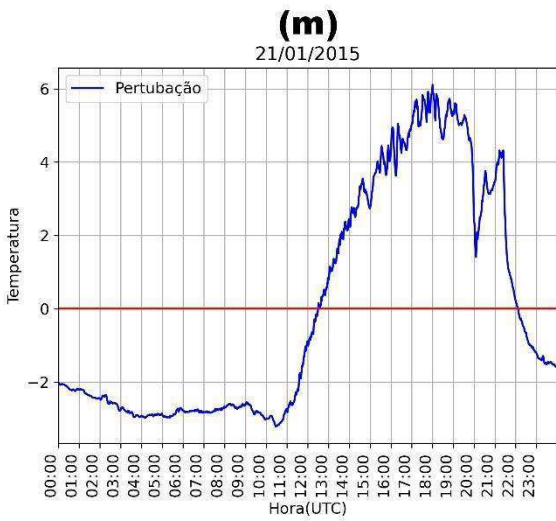
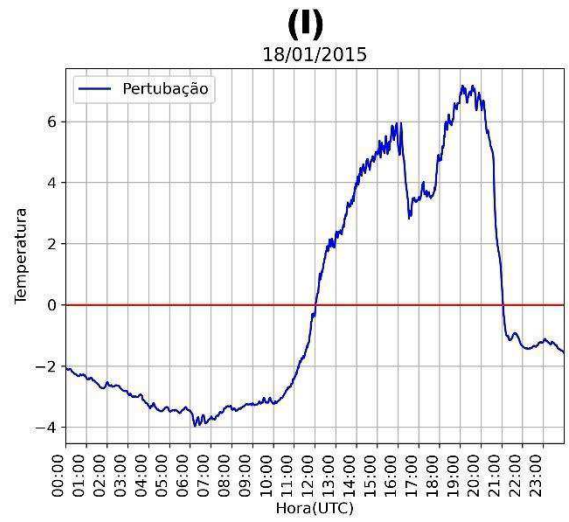
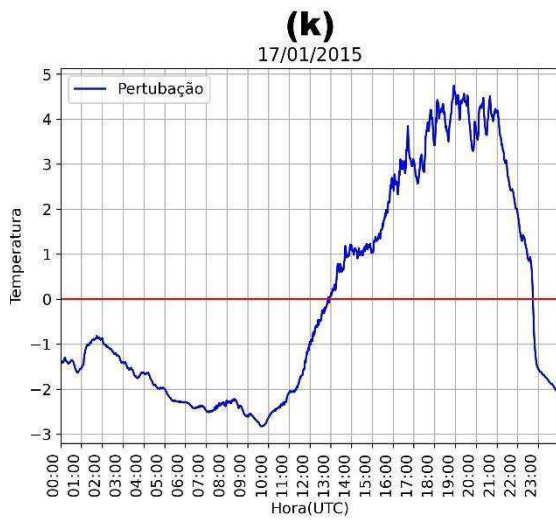
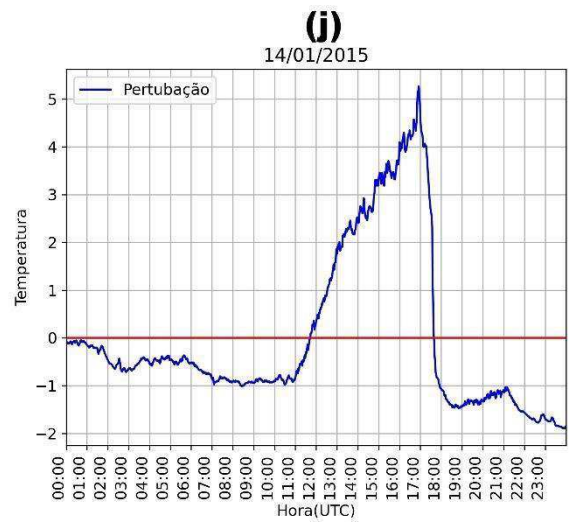
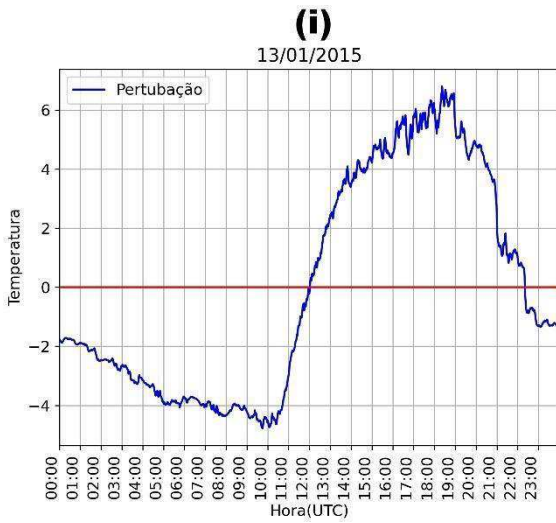
Como visto na seção anterior, ocorreu neste período fluxos do balanço de energia com valores mais baixos em comparação ao período seco (seção 5.2.7). Isso pode explicar o comportamento da variação da temperatura durante os dias analisados, uma vez que se nota na Figura 30, menores variações na perturbação de temperatura, chegando no máximo a $6,5^\circ$, em relação ao período seco (seção 5.2.8), com variação atingindo até 10° em alguns dias, mostrando que nos dias analisados no período chuvoso a CS estava pouco aquecida. Isso indica também a causa da turbulência fraca durante a tarde (Figura 28).

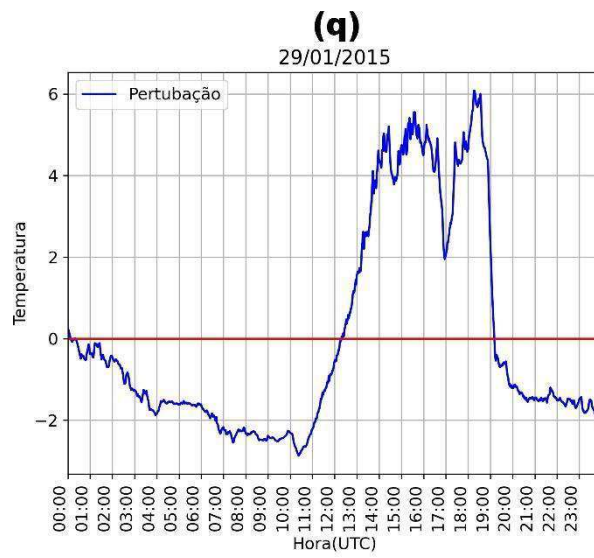
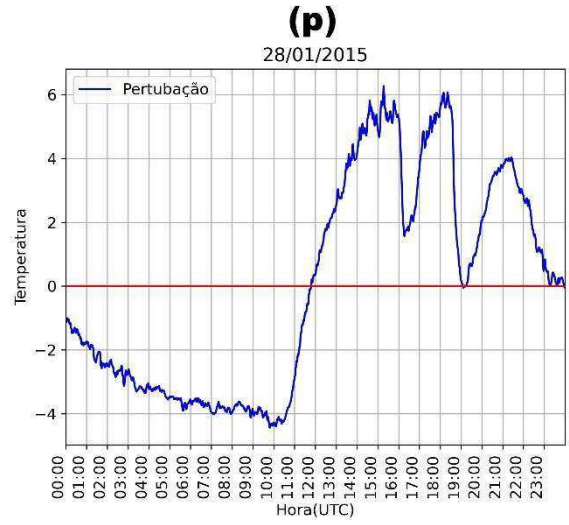
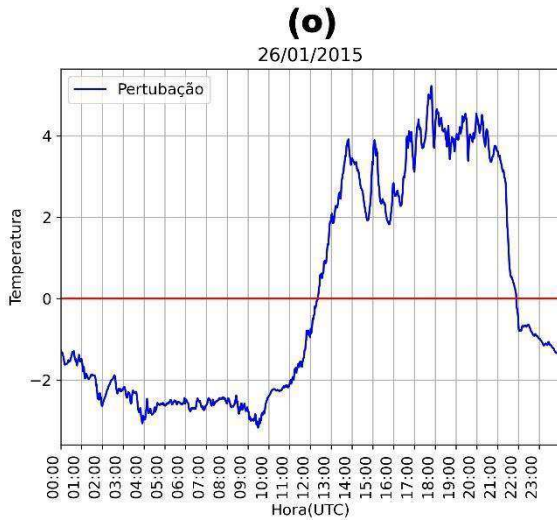
Nos dias 03,07,12,13 e 21 (Figuras 30c, 30g, 30h, 30i e 30m), durante a CLC, se observa menores variações na perturbação da temperatura, assim como um comportamento com menos queda na variação da mesma durante a tarde. Se observou para estes dias, no perfil de Temperatura Potencial (Figura 24), perfis mais definidos, com Rib menores que 0,25 (Figura 26), mostrando que nestes dias ocorriam turbulências um pouco mais fortes em comparação a todos os dias vistos na Figura 28. Todavia, a ocorrência e comportamento das variáveis observadas para o mês de janeiro, nas seções anteriores, possivelmente está ligada ao comportamento dos fluxos observados na Fig. 29, e mostra que a CS estava pouco aquecida para gerar uma forte turbulência como visto na Figura 28, fazendo assim com que a CLP não tivesse uma altura bem definida, confirmando estudos feitos anteriormente (MACEDO; FISH, 2017; ZHANG *et al.*, 2018; ALLABAKASH; LIM, 2020).

FIGURA 30 - Variação diária da temperatura durante o mês de janeiro de 2015.









Fonte: Autora (2022).

6 CONCLUSÕES

A altura da CLP é um importante parâmetro na pesquisa da camada limite planetária, e as estimativas precisas da mesma são fundamentais para muitas aplicações ambientais.

Neste trabalho procurou-se analisar as interações da turbulência e balanço de energia na altura da CLP, dentro da região da Amazônia (Manacapuru), para o ano de 2015, por meio da análise de um banco de dados fornecidos pelo projeto GoAmazon. Com isso, se concluiu através dos resultados aqui observados que para o ano de 2015, a CLP teve as menores alturas durante o mês com maior ocorrência de precipitação durante o período chuvoso (janeiro) devido a ocorrência de precipitações que ocorreram.

Observou-se neste estudo que a CLP (tanto durante a CLE quanto para a CLC) teve maior profundidade durante o período seco em razão da ocorrência de forte turbulência tanto para o período noturno quanto para o diurno. Também foi observando para esse período uma alta temperatura, o qual foi causada pela ocorrência de um fluxo de calor sensível mais forte durante a CLC, gerando intensas turbulências durante o período diurno, que por sua vez, causou maior profundidade da camada. Porém, para o período chuvoso houve uma turbulência fraca, mas com ocorrência de fortes picos em todos os dias analisados, sendo visto também, com relação a disponibilidade do saldo de radiação durante este período, que o mesmo teve variações com ocorrência de quedas dos fluxos na maioria dos dias, com maior ocorrência de fluxos de calor latente positivo, atingindo seu máximo em 350 W/m^2 , e menor ocorrência no fluxo de calor sensível (com máximo chegando a apenas 100 W/m^2) devido às precipitações ocorridas.

A análise feita neste estudo, revela claramente que na região ocorreu uma turbulência mais forte durante o período seco (baixa precipitação) em comparação ao período chuvoso (alta precipitação). Essa turbulência pode ter sido formada pelo cisalhamento mecânico do vento sobre a superfície e da convecção devido à temperatura da CS mais alta do que no ar acima. Com isso, os dias com CLP mais profunda foram os dias em que estava ocorrendo turbulência mais intensa devido a altos fluxos de calor sensível ocorridos durante o dia, porém, com ocorrência de precipitação a CLP ficou mais rasa devido uma CS pouco aquecida e devido a diminuição da ocorrência dos fluxos de energia, causando assim pequenas variações e quedas na perturbação da temperatura do solo, mas com fortes velocidade de vento próximo à superfície.

Em estudos futuros, seria interessante se aprofundar mais e explicar essas trocas adicionando a análise a umidade do solo, em comparação ao período de transição da CLE para CLC já que essa variável também modifica o comportamento da turbulência e temperatura na superfície, e conseqüentemente a altura da CLP.

REFERÊNCIAS

- ALLABAKASH, S.; LIM, S.. *Climatology of Planetary Boundary Layer Height-Controlling Meteorological Parameters Over the Korean Peninsula*. **Remote Sensing**, [S.L.], v. 12, n. 16, p. 2571, 2020.
- AO, C. O.; WALISER, D.E.; CHAN, S. K.; LI, J. L.; TIAN, B.; XIE, F.; MANNUCCI, A. J.. Planetary Boundary Layer Heights from Gps Radio Occultation Refractivity and Humidity Profiles, **Journal Of Geophysical Research**, v. 117, D16117, 2012.
- ARM. **Atmospheric Radiation Measurement**. EUA, 2020. disponível em <<https://www.arm.gov>>. Acesso em: 10 maio 2021.
- BAKLANOV, A. A.; GRISOGONO, B.; BORNSTEIN, R.; MAHRT, L.; ZILITINKEVICH, S. S.; TAYLOR, P.; LARSEN, S. E.; ROTACH, M. W.; FERNANDO, H. J. S.. The Nature, Theory, and Modeling of Atmospheric Planetary Boundary Layers. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [S.L.], v. 92, n. 2, p. 123-128, 2011.
- BARBOSA, I. R. S.. **Estudo da Variabilidade e Comparação dos Métodos de Estimativa da Camada Limite Atmosférica na Amazônia Central**. 2018. 92 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Meteorologia, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2018.
- BASHA, G.; KISHORE, P.; RATNAM, M. V.; BABU, S. R.; VELICOGNA, I.; JIANG, J. H.; AO, C. O.. *Global climatology of planetary boundary layer top obtained from multi-satellite GPS RO observations*. **Climate Dynamics**, [S.L.], v. 52, n. 3-4, p. 2385-2398, 24 maio 2018.
- BEZERRA, V. L.; DIAS-JUNIOR, C. Q.; VALE, R.S.; SANTANA, R. A.; BOTÍA, S.; MANZI, A. O.; COHEN, J. C. P.; MARTINS, H. S.; CHAMECKI, M.; FUENTES, J. D.. **Atmosphere**, [S.L.], v. 12, n. 4, p. 461-477, 2021
- BISCARO, T. S.; MACHADO, L. A. T.; GIANGRANDE, S.E.; JENSEN, M. P.. *What drives daily precipitation over the central Amazon? Differences observed between wet and dry seasons*. **Atmospheric Chemistry and Physics**, [S.L.], v. 21, n. 9, p. 6735-6754, 2021.
- BLAY-CARRERAS, E.; PINO, D.; ARELLANO, J. V-G de; BOER, A. V. de; COSTER, O. de; DARBIEU, C.; HARTOGENSIS, O.; LOHOU, F.; LOTHON, M.; PIETERSEN, H.. *Role of the residual layer and large-scale subsidence on the development and evolution of the convective boundary layer*. **Atmospheric Chemistry and Physics**, [S.L.], v. 14, n. 9, p. 4515-4530, 2014.
- BOADH, R.; SATYANARAYANA, A. N. V.; KRISHNA, T. V. B. P. S. R.; MADALA, S.. *Sensitivity of PBL schemes of the WRF-ARW model in simulating the boundary layer flow parameters for its application to air pollution dispersion modeling over a tropical station*. **Atmósfera**, Cidade do México, v.29, n. 1, p. 61-81, 2016.
- BOADH, R.; SATYANARAYANA, A.N.V.; RAMAKRISHNA, T.V.B.P.S.; RAO, A. S.; RAJENDRA, P.. *Numerical Simulation Of Boundary Layer Flow Parameters By Using WRF-ARW Model Over A Tropical Region*. **Journal Of Industrial Pollution Control**, Nagpur, v. 33, p. 1148-1154, 2017.
- CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.. *Observational analysis of the daily cycle of the planetary boundary layer in the central amazon during a typical year and under the influence of the ENSO (GoAmazon project 2014/5)*. **Atmospheric Chemistry and Physics**, [S.L.], p. 1-16, 2019.
- CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.; BORGES, C. K.; HENKES, A.. *Erosion of the nocturnal boundary layer in the central Amazon during the dry season*. **Acta Amazonica**, [S.L.], v. 50, n. 1, p. 80-89, 2020.

- CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.; KAUFMANN, T.. Determinação da Altura da Camada Limite Planetária na Floresta Amazônica Utilizando um Ceilometro. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 38, Ed. Especial, p. 460-466, 2016. Disponível em: <<https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=467547689076>>. Acesso em: 28 jul. 2021.
- CARNEIRO, R.; FISCH, G.; NEVES, T.; SANTOS, R.; SANTOS, C.; BORGES, C.. *Nocturnal Boundary Layer Erosion Analysis in the Amazon Using Large-Eddy Simulation during GoAmazon Project 2014/5*. **Atmosphere**, [S.L.], v. 12, n. 2, p. 240, 2021.
- CHAN, K. M.; WOOD, R.. *The seasonal cycle of planetary boundary layer depth determined using COSMIC radio occultation data*. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 22, p. 422-434, 2013.
- CHEN, X.; SKERLAK, B.; ROTACH, M. W.; AÑEL, J. A.; SU, Z.; MA, Y.; LI, M. *Reasons for the Extremely High-Ranging Planetary Boundary Layer over the Western Tibetan Plateau in Winter*. **Journal Of The Atmospheric Sciences**. **American Meteorological Society**, v. 73, n. 5, p. 2021-2038, 2016.
- CORRÊA, C.S.. **Estudo Micrometeorológico da Camada Limite Planetária Estável na Região de Porto Alegre**. 1997. 62 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
- CUSTODIO, M. de S.; GOZZO, L. F.; MACHADO, J. P.. Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: variabilidade interanual. **Anuário do Instituto de Geociências - Ufrj**, v. 43, n. 4, p. 350-363, 2020.
- DABBERDT, W.F.; CARROLL, M. A.; BAUMGARDNER, D.; CARMICHAEL, G.; COHEN, R.; DYE, T.; ELLIS, J.; GRELL, G.; GRIMMOND, S.; HANNA, S.; IRWIN, J.; LAMB, B.; MADRONICH, S.; McQUEEN, J.; MEAGHER, J.; ODMAN, T.; PLEIM, J.; SCHMID, H. P.; WESTPHAL, D.L.; *Meteorological Research Needs for Improved Air Quality Forecasting: report of the 11th prospectus development team of the u.s. weather research program**. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 4, p. 563-586, abr. 2004.
- DANCHOVSKI, V.; DIMITROVA, R.; VLADIMIROV, E.; EGOVA, E.; IVANOV, D.. *Comparison of urban mixing layer height from ceilometer, radiosonde and WRF model*. **AIP Conference Proceedings**. AIP Publishing LLC, Bulgária, v. 2075, n. 1, p. 120005, 2019. Disponível em: <<https://aip.scitation.org/doi/abs/10.1063/1.5091263>>. Acesso em: 15 jul. 2021.
- DANG, R.; YANG, Y.; HU, X.-M.; WANG, Z.; ZHANG, S.. *A Review of Techniques for Diagnosing the Atmospheric Boundary Layer Height (ABLH) Using Aerosol LIDAR Data*. **Remote Sensing**, v. 11, n. 13, p. 1590, 2019.
- DAVY, R.. *The Climatology of the Atmospheric Boundary Layer in Contemporary Global Climate Models*. **Journal Of Climate**, v. 31, n. 22, p. 9151-9173, 2018.
- DAVY, R.; ESAU, I.. *Differences in the efficacy of climate forcings explained by variations in atmospheric boundary layer depth*. **Nature Communications**, v. 7, n. 1, p. 1-8, 2016.
- DÍAZ-ISAAC, L. I.; LAUVAUX, T.; DAVIS, K. J.. *Impact of physical parameterizations and initial conditions on simulated atmospheric transport and CO₂ mole fractions in the US Midwest*. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 20, p. 14813-14835, 2018. Copernicus GmbH.

- FENG, X.; WU, B.; YAN, N.. *A Method for Deriving the Boundary Layer Mixing Height from MODIS Atmospheric Profile Data*. **Atmosphere**, v. 6, n. 9, p. 1346-1361, 2015.
- FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p.101-126, 1998.
- GARCIA-CARRERAS, L.; MARSHAM, J. H.; SPRACKLEN, D. V.. *Observations of Increased Cloud Cover over Irrigated Agriculture in an Arid Environment*. **Journal Of Hydrometeorology**, v. 18, n. 8, p. 2161-2172, 2017.
- GHATE, V. P.; KOLLIAS, P.; *On the Controls of Daytime Precipitation in the Amazonian Dry Season*. **Journal Of Hydrometeorology**, v.17, n.12, p.3079-3097, 2016.
- GHOLAMI, S.; GHADER, S.; KHALEGHI-ZAVAREH, H.; GHAFARIAN, P.. *Sensitivity of WRF-simulated 10 m wind over the Persian Gulf to different boundary conditions and PBL parameterization schemes*. **Atmospheric Research**, [S.L.], v. 247, p. 105147, 2021.
- GUO, J.; MIAO, Y.; ZHANG, Y.; LIU, H.; LI, Z.; ZHANG, W.; HE, J.; LOU, M.; YAN, Y.; BIAN, L.; Panmao Z.. *The climatology of planetary boundary layer height in China derived from radiosonde and reanalysis data*. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 20, p. 13309-13319, 28 out. 2016.
- HEGARTY, J. D.; LEWIS, J.; MCGRATH-SPANGLER, E. L.; HENDERSON, J.; SCARINO, A. J.; DECOLA, P.; FERRARE, R.; HICKS, M.; ADAMS-SELIN, R. D.; WELTON, E. J.. *Analysis of the Planetary Boundary Layer Height during DISCOVER-AQ Baltimore–Washington, D.C., with LIDARr and High-Resolution WRF Modeling*. **Journal Of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 11, p. 2679-2696, nov. 2018.
- HICKS, M.; DEMOZ, B.; VERMEESCH, K.; ATKINSON, D.. *Intercomparison Of Mixing Layer Heights From The National Weather Service Ceilometer Test Sites And Collocated Radiosondes*. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 36, n. 1, p. 129-137, 2019.
- HOLTSLAG, A. A. M.; SVENSSON, G.; BAAS, P.; BASU, S.; BEARE, B.; BELJAARS, A. C. M.; BOSVELD, F. C.; CUXART, J.; LINDVALL, J.; STEENEVELD, G. J.; TJERNSTRÖM, M.; VAN DE WIEL, B. J. H.. *Stable Atmospheric Boundary Layers and Diurnal Cycles: challenges for weather and climate models*. **Bulletin Of The American Meteorological Society**, v. 94, n. 11, p. 1691-1706, 2013.
- HOLZWORTH, G. C.. *Estimates Of Mean Maximum Mixing Depths In The Contiguous United States*. **Monthly Weather Review**, v. 92, n. 5, p. 235-242, 1964.
- HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E.. *An investigation of the Annual Cycle of Convective Activity over the Tropical Americas*. **Journal Of Climate**, v. 2, n. 11, p.1388-1403, 1989.
- INMET. **Instituto Nacional de Meteorologia**. Brasília,2022. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/>>. Acesso em: 02 de agosto 2021.
- JONES, A.R.; BRUNSELL, N.A.. *Energy Balance Partitioning and Net Radiation Controls on Soil Moisture–Precipitation Feedbacks*. **Earth Interactions**, [s. l], v. 13, n. 2, p. 1-25, 2009. American Meteorological Society. 2009.
- KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J.. **Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure And Measurement**. New York: Oxford University Press, 1994.
- LI, Z.; GUO, J.; DING, A.; LIAO, H.; LIU, J.; SUN, Y.; WANG, T.; XUE, H.; ZHANG, H.; ZHU, B.. *Aerosol and boundary-layer interactions and impact on air quality*. **National Science Review**, v. 4, n. 6, p. 810-833, 2017.

LIAN, J.; WU, L.; BRÉON, F. M.; BROQUET, G.; VAUTARD, R.; ZACCHEO, T. S.; DOBLER, J.; CIAIS, P.. *evaluation of the wrf-ucm mesoscale model and ecmwf global operational forecasts over the paris region in the prospect of tracer atmospheric transport modeling*. **Elementa: science of the anthropocene**, v. 6, p. 1-18, 2018.

LIU, G.; LIU, Y.; ENDO, S.. *Evaluation of Surface Flux Parameterizations with Long-Term ARM Observations*. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 2, p. 773-797, 2013.

LIU, J.; HUANG, J.; CHEN, B.; ZHOU, T.; YAN, H.; JIN, H.; HUANG, Z.; ZHANG, B.. *Comparisons of PBL heights derived from CALIPSO and ECMWF reanalysis data over China*. **Journal Of Quantitative Spectroscopy And Radiative Transfer**, v. 153, p. 102-112, 2015.

LOPEZ-COTO, I.; HICKS, M.; KARION, A.; SAKAI, R. K.; DEMOZ, B.; PRASAD, K.; WHETSTONE, J.. *Assessment of Planetary Boundary Layer Parameterizations and Urban Heat Island Comparison: impacts and implications for tracer transport*. **Journal Of Applied Meteorology And Climatology**, v. 59, n. 10, p. 1637-1653, 2020.

LOTHON, M.; LOHOU, F.; PINO, D.; COUVREUX, F.; PARDYJAK, E. R.; REUDER, J.; ARELLANO, J. V-G de; DURAND, P; HARTOGENSIS, O.; LEGAIN, D.; AUGUSTIN, P.; GIOLI, B.; LENSCHOW, D. H.; FALOONA, I.; YAGÜE, C.; ALEXANDER, D. C.; ANGEVINE, W. M.; BARGAIN, E.; BARRIÉ, J.; BAZILE, E.; BEZOMBES, Y.; BLAY-CARRERAS, E.; VAN DE BOER, A.; BOICHARD, J. L.; BOURDON, A.; BUTET, A.; CAMPISTRON, B.; COSTER, O. DE; CUXART, J.; DABAS, A.; DARBIEU, C.; DEBOUDT, K.; DELBARRE, H.; DERRIEN, S.; FLAMENT, P.; FOURMENTIN, M.; GARAI, A.; GIBERT, F.; GRAF, A.; GROEBNER, J.; GUICHARD, F.; JIMÉNEZ, M. A.; JONASSEN, M.; VAN DEN KROONENBERG, A.; MAGLIULO, V.; MARTIN, S.; MARTINEZ, D.; MASTRORILLO, L.; MOENE, A. F.; MOLINOS, F.; MOULIN, E.; PIETERSEN, H. P.; PIGUET, B.; PIQUE, E.; ROMÁN-CASCÓN, C.; RUFIN-SOLER, C.; SAÏD, F.; SASTRE-MARUGÁN, M.; SEITY, Y.; STEENEVELD, G. J.; TOSCANO, P.; TRAUILLÉ, O.; TZANOS, D.; WACKER, S.; WILDMANN, N.; ZALDEI, A.. *The BLLAST field experiment: boundary-layer late afternoon and sunset turbulence*. **Atmospheric Chemistry And Physics**, [S.L.], v. 14, n. 20, p. 10931-10960, 2014.

LYRA, R. F. F.; MOURA, M. A. L.; BENINCASA, M.. *Variação Sazonal do Saldo de Radiação em Áreas de Floresta e Pastagem na Amazônia*. in: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia (11.: 1999: Florianópolis, Sc). **Anais**. Florianópolis. Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 1999. 6 p.

MACEDO, A. dos S.; FISCH, G.. *Variabilidade espacial da radiação solar na região de Manaus - AM durante o experimento GOAmazon 2014/15*. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, n. 06, p. 1802-1811, 2017.

MACEDO, A. dos S.; FISCH, G.. *Variabilidade Temporal da Radiação Solar Durante o Experimento GOAmazon 2014/15*. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 2, p. 353-365, 2018.

MAGNAGO, R.; MAGNAGO, P.; ZIMMERMANN, H.; GIEHL, J.; ACEVEDO, O.. *Evolução temporal de rib nos períodos em que antecedem a morte da turbulência*. **XII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Foz de Iguaçu, p. 2180-2187, 2002.

MAO, M.; JIANG, W.; GU, J.; XIE, C.; ZHOU, J.. *Study on the mixed layer, entrainment zone, and cloud feedback based on LIDAR exploration of Nanjing city*. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 4, p. 1-5, 2009.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; OLIVEIRA, G. S. de; OLIVEIRA, R. de; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F.; *The Drought of Amazonia in 2005*. **Journal Of Climate**, v. 21, n. 3, p. 495-516, 2008.

MARTIN, S. T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; BISCARO, T.; BRITO, J.; CALHEIROS, A.. *The Green Ocean Amazon Experiment (GoAmazon2014/5) Observes Pollution Affecting Gases, Aerosols, Clouds, and Rainfall over the Rain Forest*. **Bulletin Of The American Meteorological Society**, v. 98, n. 5, p. 981-997, 2017.

MCGRATH-SPANGLER, E. L.; DENNING, A. S.. *Global Seasonal Variations Of Midday Planetary Boundary Layer Depth From CALIPSO Space-Borne LIDAR*. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, p. 1226-1233, 2013.

MIAO, Y.; GUO, J.; LIU, S.; LIU, H.; LI, Z.; ZHANG, W.; ZHAI, P.. *Classification Of Summertime Synoptic Patterns In Beijing And Their Associations With Boundary Layer Structure Affecting Aerosol Pollution*. **Atmospheric Chemistry And Physics**, v. 17, n. 4, p. 3097-3110, 2017.

MOLOD, A.; SALMUN, H.; COLLOW, A. B. M.. *Annual Cycle of Planetary Boundary Layer Heights Estimated From Wind Profiler Network Data*. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 12, p. 6207-6221, 2019.

MOREIRA, G. A.; GUERRERO-RASCADO, J. L.; BENAVENT-OLTRA, J. A.; ORTIZ-AMEZCUA, P.; ROMÁN, R.; BEDOYA-VELÁSQUEZ, A. E.; BRAVO-ARANDA, J. A.; REYES, F. J. O.; LANDULFO, E.; ALADOS-ARBOLEDAS, L.. *Analyzing the turbulent planetary boundary layer by remote sensing systems: the doppler wind LIDAR, aerosol elastic LIDAR and microwave radiometer*. **Atmospheric Chemistry And Physics**, v. 19, n. 2, p. 1263-1280, 2019.

MUPPA, S. K.; BEHRENDT, A.; SPÄTH, F.; WULFMAYER, V.; METZENDORF, S.; RIEDE, A.. *Turbulent Humidity Fluctuations in the Convective Boundary Layer: case studies using water vapour differential absorption LIDAR measurements*. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 158, n. 1, p. 43-66, 9 set. 2015.

NEVES, T.T. A. T.; FISCH, G.. *The Daily Cycle Of The Atmospheric Boundary Layer Heights Over Pasture Site In Amazonia*. **American Journal Of Environmental Engineering**, v. 5, n. 1, p. 39-44, 2015.

OLIVEIRA, I. C.. **Simulação de cenários de desmatamento na Amazônia**. 2006. 67 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

OLIVEIRA, M. I.; ACEVEDO, O. C.; SÖRGEL, M.; NASCIMENTO, E. L.; MANZI, A. O.; OLIVEIRA, P. E. S.; BRONDANI, D. V.; TSOKANKUNKU, A.; ANDREAE, M. O.. *Planetary boundary layer evolution over the Amazon rainforest in episodes of deep moist convection at the Amazon Tall Tower Observatory*. **Atmospheric Chemistry And Physics**, Amazônia, v. 20, p. 15-27, 2020.

OLIVEIRA, R. N. de. A. **Variabilidade da Chuva na Amazônia Central: El Niño e La Niña**. 2019. 117 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Amazonas – Ufam, Manaus, 2019.

PAL, S.; HAEFFELIN, M.. *Forcing Mechanisms Governing Diurnal, Seasonal, And Interannual Variability In The Boundary Layer Depths: Five Years Of Continuous LIDAR Observations Over A Suburban Site Near Paris*. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 23, p. 936-956, 2015.

PAPRITZ, L.; PFAHL, S.; SODEMANN, H.; WERNLI, H.. *A Climatology of Cold Air Outbreaks and Their Impact on Air–Sea Heat Fluxes in the High-Latitude South Pacific*. **Journal Of Climate**, v. 28, n. 1, p. 342-364, 2014.

QUAN, J.; GAO, Y.; ZHANG, Q.; TIE, X.; CAO, J.; HAN, S.; MENG, J.; CHEN, P.; ZHAO, D. . *Evolution Of Planetary Boundary Layer Under Different Weather Conditions, And Its Impact On Aerosol Concentrations*. **Particuology**, v. 11, n. 1, p. 34-40, 2013.

QUAN, J.; TIE, X.; ZHANG, Q.; LIU, Q.; LI, X.; GAO, Y.; ZHAO, D.. *Characteristics Of Heavy Aerosol Pollution During The 2012–2013 Winter In Beijing, China*. **Atmospheric Environment**, v. 88, p. 83-89, 2014.

RAHN, D. A.; MITCHELL, C. J.. *Diurnal Climatology of the Boundary Layer in Southern California Using AMDAR Temperature and Wind Profiles*. **Journal Of Applied Meteorology And Climatology**, v. 55, n. 5, p. 1123-1137, 2016.

RAMOS, D. N. da S.; FERNANDEZ, J. P. R.; FISCH, G.. *Evolution of the Planetary Boundary Layer on the northern coast of Brazil during the CHUVA campaign*. **Atmospheric Research**, v. 203, p. 298-310, 2018.

RIBEIRO, M. M.; GATTI, LUCIANA V.; BASSO, L. S.; FISCH, G.; NEVES, R. A.L.; CRISPIM, S. P.. Estudo da altura da camada limite planetária na região sudeste da Floresta Amazônica. In: ENCONTRO ACADÊMICO DA ENGENHARIA AMBIENTAL DA EEL-USP, 3., 3-4 de junho, 2019, Lorena, SP. *Anais...* Lorena, SP: Escola de Engenharia de Lorena - USP, 2019. Disponível em: <http://200.136.52.105/handle/123456789/31689>. Acesso em: 05 abr. 2022.

SALATI, E.; O clima atual depende da floresta. **In: Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia**. São Paulo: Brasiliense/CNPq, Brasília, 1983.

SANTANELLO, J. A.; DIRMEYER, P. A.; FERGUSON, C. R.; FINDELL, K. L.; TAWFIK, A. B.; BERG, A.; EK, M.; GENTINE, P.; GUILLOD, B. P.; VAN HEERWAARDEN, C.; ROUNDY, J.; WULFMEYER, V.. Land–Atmosphere Interactions: The Loco Perspective. **Bulletin Of The American Meteorological Society**, [S.L.], v. 99, n. 6, p. 1253-1272, 2018.

SANTOS, L. A. R.; FISCH, G.. Intercomparação entre quatro métodos de estimativa da altura da Camada Limite Convectiva durante o Experimento LBA RACCi 2002 em Rondônia. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 22, p. 322-328, 2007.

SANTOS, R. M. N.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M.. Modelagem da camada limite noturna (CLN) durante a época úmida na Amazônia, sob diferentes condições de desenvolvimento. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, p. 387-407, 2007.

SÁTYRO, Z. C.; FARIAS, C.; CANDIDO, L. A.; VEIGA, J. A.. *The relative and joint effect of rivers and urban area on a squall line in the Central Amazonia*. **Science Of The Total Environment**, v. 755, p. 142-178, 2020.

SEIBERT, P.; BEIRICH, F.; GRYNING, S.; JOFFRE, S.; RASMUSSEN, A.; TERCIER, P. *Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height*. **Atmospheric Environment**, v.34, n. 7, p.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*. **Journal Of Geophysical Research**, v. 115, n. 16, p. 1-15, 2010.

SOUSA, N. V. de; LEAL JUNIOR, J. B. V.; ALMEIDA, G. P.; COUTO, V. M.; MARTINS, R. C. G.; FISCH, G.; LYRA, R. F. F.. Determinação da Altura da Camada Limite Planetária

em Fortaleza-Ce Utilizando Radiossondagens do Projeto Chuva. **Ciência e Natura**: ed. esp. VIII Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, Fortaleza, p. 344-346, 2013.

SILVA, F.P. da. **Caracterização da Camada Limite Atmosférica em Fortaleza - CE**. 2017. 85 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Meteorologia, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande - PB, 2017.

STULL, R. B. **An Introduction To Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, p. 666, 1988.

SU, T.; LI, Z.; KAHN, R.. *A New Method To Retrieve The Diurnal Variability Of Planetary Boundary Layer Height From LIDAR Under Different Thermodynamic Stability Conditions*. **Remote Sensing Of Environment**, v.237, p.111519, 2020.

THOMAS, L.; MALAP, N.; GRABOWSKI, W. W.; DANI, K.; PRABHA, T. V.. *Convective environment in pre-monsoon and monsoon conditions over the Indian subcontinent: the impact of surface forcing*. **Atmospheric Chemistry And Physics**, v. 18, n. 10, p. 7473-7488, 2018.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V.. **Atmospheric Science**: an introductory survey. 2. ed. EUA: Academic Press, 2006.

WIPPERMANN, F.. *Numerical study on the effects controlling the low level jet*. **Beiträge zur Physik der Atmosphäre**, v. 46, n. 2, p. 137-154, 1973.

ZHANG, W.; GUO, J.; MIAO, Y.; LIU, H.; SONG, Y.; FANG, Z.; HE, J.; LOU, M.; YAN, Y.; LI, Y.; ZHAI, P.. *On The Summertime Planetary Boundary Layer With Different Thermodynamic Stability In China: A Radiosonde Perspective*. **Journal Of Climate**, v. 31, n. 4, p. 1451-1465, 2018.

ZHANG, Y.; GAO, Z.; LI, D.; LI, Y.; ZHANG, N.; ZHAO, X.; CHEN, J.. *On the computation of planetary boundary-layer height using the bulk Richardson number method*. **Geoscientific Model Development**, v. 7, n. 6, p. 2599-2611, 2014.