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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/01.18.01.59-TDI

EROSÃO DA CAMADA LIMITE NOTURNA E SUAS IMPLICAÇÕES NO CRESCIMENTO DA CAMADA LIMITE CONVECTIVA NA REGIÃO CENTRAL DA AMAZÔNIA (EXPERIMENTO GO AMAZON 2014/15)

Rayonil Gomes Carneiro

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Gilberto Fernando Fisch, aprovada em 16 de março de 2018.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QD57NE>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):
Presidente:
Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Membros:
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)
Dr. André de Castro Milone - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)
Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)
Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)
Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)
Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SESID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)
André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/01.18.01.59-TDI

EROSÃO DA CAMADA LIMITE NOTURNA E SUAS IMPLICAÇÕES NO CRESCIMENTO DA CAMADA LIMITE CONVECTIVA NA REGIÃO CENTRAL DA AMAZÔNIA (EXPERIMENTO GO AMAZON 2014/15)

Rayonil Gomes Carneiro

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Gilberto Fernando Fisch, aprovada em 16 de março de 2018.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QD57NE>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Carneiro, Rayonil Gomes.

C215e Erosão da camada limite noturna e suas implicações no crescimento da camada limite convectiva na região central da Amazônia (Experimento Go Amazon 2014/15) / Rayonil Gomes Carneiro. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xxviii + 152 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/01.18.01.59-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientador : Dr. Gilberto Fernando Fisch.

1. Modelo LES. 2. Fluxos de superfície. 3. Energia cinéetica turbulenta. I.Título.

CDU 551.510.522(811.3)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): *Rayonil Gomes Carneiro*

Título: "EROSÃO DA CAMADA LIMITE NOTURNA E SUAS IMPLICAÇÕES NO CRESCIMENTO DA CAMADA LIMITE CONVECTIVA NA REGIÃO CENTRAL DA AMAZÔNIA. (EXPERIMENTO GO AMAZON 2014/15)".

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

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez

Presidente / CPTEC / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Video - Conferência

Dr. Gilberto Fernando Fisch

Orientador(a) / CTA/IAE / SJCampos - SP

( ) Participação por Video - Conferência

Dr. Antonio Ocimar Manzi

Membro da Banca / CPTEC / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Video - Conferência

Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra

Convidado(a) / UFAL / Maceió - AL

( ) Participação por Video - Conferência

Dr. Julio Totá da Silva

Convidado(a) / UFOPA / Pará - PA

( ) Participação por Video - Conferência

Este trabalho foi aprovado por:

(X) maioria simples

( ) unanimidade

São José dos Campos, 16 de março de 2018

"A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu, mas pensar o que ninguém ainda pensou sobre aquilo que todo mundo vê."

Arthur Schopenhauer

Dedico este trabalho a Deus e a meus pais, Raimundo Pereira Carneiro (in memoriam) e Darlene Gomes Carneiro, por toda didicação na minha formação e caráter.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a meus pais, meu irmão e minha irmã, que sempre acreditaram, e continuam acreditando, nas minha metas, e que me auxiliaram nessa caminhada.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Gilberto Fisch, que acreditou na proposta desta pesquisa e jamais poupou esforços no sentido de me ajudar a realizá-la, e por todo ensinamento passado.

Agradeço ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) e a CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pelo financiamento para a realização deste estudo.

Agradeço de forma especial a Camilla Kassar Borges que esteve ao meu lado em momentos cruciais ao longo dessa jornada e por todo seu companheirismo e paciência.

Ao Grupo de Pesquisa MATUTOS F.C. (Antônio "Jequiá" Marcos, Leandro "Grandão" Souza e Jeffersson "Fofinho" Melo), por toda "discussão ciéntifica" realizada. Como também, a Aurilene Barros, Nikolai Espinoza, Ianne Araujo, Rosaria Rodrigues.

Agradeço aos amigos que de alguma forma contribuíram para o fim desta jornada, Thamiris "Doidona" Brandão, Alice Franciéli Heineken, Bruno "Subra" Guimarães, Sergio Santos, Jessica Silva, Jeane RafaelAÊ, Vivian Balls Asergo, Lina Rivelli, Theomar Trindade, Layrson "Pará" Gonçalves, Henri Rossi, Vinícius Couto, Rayana Palharini, Nete Barreto e George Badabum.

A todos, o meu muito Obrigado!

RESUMO

A transição entre as fases estável (camada limite noturna - CLN) e instável (camada limite convectiva - CLC) da camada limite planetária (CLP) possui grande importância para estudos de desenvolvimento da convecção diurna, pois esta fase (denominada erosão da CLN) influência no desenvolvimento e crescimento da CLC. Assim, o presente estudo visou entender a erosão da CLN, os fatores que intensificam sua ocorrência e foi testada a hipótese da erosão da CLN influênciar na formação e desenvolvimento da CLC, através da combinação de duas abordagens, com análises por medidas observacionais (radiossonda e sensores remotos) e por modelagem numérica utilizando o modelo PALM (***PA****rallelized* ***L****es* ***M****odel*), para a região central da Amazônia. Esta pesquisa será associada às condições de superfície da região e as estações chuvosas e secas do ano de 2014 (considerado um ano típico) e do ano de 2015, quando ocorreu um forte evento El-Niño. O estudo foi baseado nos dados provenientes do Projeto GoAmazon 2014/5 (http://campaign.arm.gov/goamazon2014/). Os resultados mostraram que a erosão da CLN é fortemente influenciada pelas características da CLN ao longo da noite e o fluxo de calor sensível à superfície nas primeiras horas da manhã. Durante as estações chuvosa (anos 2014 e 2015) a erosão completa da CLN ocorreu em torno de 3 horas após o nascer do sol. Nas estações secas, quando foi observada uma CLN fortemente estável, os fluxos turbulentos mais intensos permitiram que a CLN fosse erodida em apenas 2 horas. A erosão da CLN influenciou, de forma direta, o desenvolvimento da CLC posterior, sendo que a erosão mais rápida permitiu que a CLC tivesse um maior desenvolvimento vertical. O modelo PALM mostrou eficiência para simular a fase de transição da CLN para CLC: durante ambas estações chuvosas a simulação apresentou uma pequena superestimava da altura ($\approx$ 40 m) na fase final da CLN que antecedeu a erosão, e uma subestimativa ($\approx$ 20 m), no início da erosão nas estações secas. A energia cinética turbulenta (ECT) apresentou características semelhantes em todos os casos simulados distinguindo-se na intensidade, produzindo um maior transporte durante no horário em que a CLN já havia sido destruída e uma maior produção de energia nos períodos secos.

Palavras-chave: modelo LES. fluxos de superfície. energia cinética turbulenta.

NOCTURNAL BOUNDARY LAYER EROSION AND ITS IMPLICATIONS ON THE GROWTH OF THE CONVECTIVE BOUNDARY LAYER CENTRAL AMAZON REGION (GOAMAZON 2014/5 EXPERIMENT)

ABSTRACT

The phase of transition between the stable phase (Nocturnal Boundary Layer - NBL) and unstable (Convective Boundary Layer - CBL) layer of the planetary boundary layer (CLP) is of great importance for studies of the development of daytime convection, since this phase (called CLN erosion) influences in CBL development and increase. Thus, the present study aims to understand the Nocturnal Boundary Layer Erosion, the factors that intensify its occurrence and was tested the hypothesis of NBL erosion influence in the formation and development of CBL, through of the combination boarding with analyzes by observational measurement (radiosonde and remote sensors) and numerical modeling through of the PALM model (***PA****rallelized* ***L****es* ***M****odel*), for the central Amazon region. This research will be associated a to the surface conditions of the region and wet and dry seasons of the year 2014 (considered tipical) and of the year 2015, when occurred the strong El-NiÑo event. The study was based on proceeding data from GoAmazon Project 2014/2015 (http://campaign.arm.gov/goamazon2014/). The result indicated that the NBL erosion is strongly influenced by NBL characteristics all night long and the sensible heat flux in the first hours of the morning. While the wet seasons (2014 and 2015) the complete NBL erosion was approximate 3 hours after sunrise. In the dry seasons, when a strongly stable NBL was observed, the most intensive flux permitted that NBL erosion were 2 hours after sunrise. The NBL erosion influenced directly the form the subsequent CBL development, being that a faster erosion allowed the CBL to have a greater vertical development. The PALM model showed efficiency for simulating the transition phase of the NBL to:during the wet seasons the simulation showed a small overestimate ($\approx$ 40 m) in the final NBL phase that anteceded the erosion, and one small underestimate ($\approx$ 20 m) at the begging of the erosion in the dry seasons. The Turbulent Kinect Energy (TKE) showed similar characteristics in all simulation, distinguishing the intensity, produce more transporting during the hours that the NBL had already been destructed, with more energy production in the dry seasons.

Keywords: LES model. surface fluxes. turbulent kinetic energy.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Perfis esquemáticos (θ – z), através da CLP sobre o continente, sob a influência de: (a) aquecimento solar, durante o dia; (b) resfriamento radiativo de onda longa, à noite e (c) através da camada limite marítima (dia e noite). 6
2.2 Representação esquemática da evolução da Camada Limite Convectiva (CLC). 7
2.3 Evolução da convecção com o tempo. As linhas superior e inferior representam o máximo e o mínimo da convecção, respectivamente, enquanto a linha do meio é a profundidade média da CLC. 9
2.4 Esquema da Camada Limite Convectiva, demonstrando seus grandes turbilhões, plumas convectivas, perfil do vento e a camada de inversão. . . . 11
2.5 Esquema da Camada Limite Noturna demonstrando a sua profundidade, os pequenos vórtices e, o cisalhamento do vento. 14

3.1 Localização geográfica do Município de Manacapuru, Amazonas e da área de estudo T3. 27
3.2 Imagem da área de estudo T3. 28
3.3 Instrumento Radar *Wind Profiler* and RASS, instalado na estação T3. . 31
3.4 Instrumento SODAR, instalado na estação T3. 32
3.5 Instrumento *Ceilometer*, instalado na estação T3. 33
3.6 Instrumento *Microwave Radiometer Profiler* (MWR), instalado na estação T3. 34
3.7 Instrumento Doppler *Lidar*, instalado na estação T3. 35
3.8 Esquema dos perfis de temperatura potencial nos horários de 06 e 08 HL. A área hachuriada representa o aquecimento térmico da camada entre os horários. 39
3.9 Demonstração da decomposição bidimensional do domínio. Os subdomínios de cada elemento processador (PE) estão marcados com número. Os pontos de grade nas paredes laterais dos subdomínios (retângulos sombreado) forem armazenados quase consecutivamente na memória, índices de matriz, quando estão dispostos como f (k, j, i). 42
3.10 Representação espacial do domínio usado no experimento através do modelo PALM. 45

3.11 Validação das saídas do PALM, comparando as simulações (Linha Contínua) e observações (Linha Tracejada), o exemplo do dia 05 de março de 2014. 47

4.1 Acumulado mensal de precipitação (mm) para o ano de 2014, 2015 e Normal Climatológica. 49
4.2 Variação temporal do Saldo de Radiação (Rn) (W m^{-2}) A), Fluxo de Calor Latente (LE) (W m^{-2}) B), Fluxo de Calor Sensível (H) (W m^{-2}) C) e Fluxo de Calor no Solo (G) (W m^{-2}) D) durante o ano de 2014 (linha azul) e 2015 (linha vermelha). 51
4.3 Variação da temperatura do ar (°C) durante os anos de 2014 A) e 2015 B). 53
4.4 Direção e Velocidade do Vento (m s^{-1}) à superfície durante os anos de 2014 A) e 2015 B). 54
4.5 Média anual do perfil vertical da temperatura Potencial (θ) (K) (A e B) e umidade especifica (q) (g kg^{-1}) (C e D) durante os anos de 2014 (A e C) e 2015 (B e C). 56
4.6 Média anual da Altura da Camada Limite Planetária (m) durante os anos de 2014 A) e 2015 B). 58
4.7 Perfil vertical da componente vertical do Vento (w) (m s^{-1}) durante os anos de 2014 A) e 2015 B). 60
4.8 Variação temporal da precipitação (mm) A) e média horária da precipitação (%) B) durante a IOP1. 63
4.9 Ciclo diário do Saldo de Radiação (Rn) (W m^{-2}) (linha vermelha), Fluxo de Calor Sensível (H) (W m^{-2}) (linha azul), Fluxo de Calor Latente (LE) (W m^{-2}) (linha verde) e Fluxo de Calor no Solo (G) (W m^{-2}) (linha preta) durante a fase da IOP1. 64
4.10 Perfil vertical da temperatura potência (θ) (K) (A e C) e umidade especifica (q) (g kg^{-1}) (B e D) durante a IOP1. A linha tracejada (preta) representa a média diária do período (MD). 67
4.11 Altura da Camada Limite Planetária (m) durante a IOP1. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão média da CLN (linha vermelha). 68
4.12 Perfil vertical da componente vertical do Vento (w) (m s^{-1}) durante a IOP1. 71
4.13 Processo de Erosão da CLN para o IOP1, a linha preta representa a média do período. A linha As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha). 72
4.14 Variação temporal da precipitação (mm) A) e média horária da precipitação (%) B) durante a IOP2. 74

4.15 Ciclo diário do Saldo de Radiação (Rn) (W m^{-2}) (linha vermelha), Fluxo de Calor Sensível (H) (W m^{-2}) (linha azul), Fluxo de Calor Latente (LE) (W m^{-2}) (linha verde) e Fluxo de Calor no Solo (G) (W m^{-2}) (linha preta) durante a fase da IOP2. 75
4.16 Perfil vertical da temperatura potência (θ) (K) (A e C) e umidade especifica (q) (g kg^{-1}) (B e D) durante a IOP2. A linha tracejada (preta) representa a média diária do período (MD). 77
4.17 Altura da Camada Limite Planetária (m) durante a IOP2. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão média da CLN (linha vermelha). 78
4.18 Perfil vertical da componente vertical do Vento (w) (m s^{-1}) durante a IOP2. 80
4.19 Processo de Erosão da CLN para o IOP2, a linha preta representa a média do período. A linha As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha). 81
4.20 Variação temporal da precipitação (mm) A) e média horária da precipitação (%) B) durante a IOP3. 83
4.21 Ciclo diário do Saldo de Radiação (Rn) (W m^{-2}) (linha vermelha), Fluxo de Calor Sensível (H) (W m^{-2}) (linha azul), Fluxo de Calor Latente (LE) (W m^{-2}) (linha verde) e Fluxo de Calor no Solo (G) (W m^{-2}) (linha preta) durante a fase da IOP3. 84
4.22 Perfil vertical da temperatura potência (θ) (K) (A e C) e umidade especifica (q) (g kg^{-1}) (B e D) durante a IOP3. A linha tracejada (preta) representa a média diária do período (MD). 86
4.23 Altura da Camada Limite Planetária (m) durante a IOP3. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão média da CLN (linha vermelha). 87
4.24 Perfil vertical da componente vertical do Vento (w) (m s^{-1}) durante a IOP3. 88
4.25 Processo de Erosão da CLN para o IOP3, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha). 89
4.26 Variação temporal da precipitação (mm) A) e média horária da precipitação (%) B) durante a IOP4. 91
4.27 Ciclo diário do Saldo de Radiação (Rn) (W m^{-2}) (linha vermelha), Fluxo de Calor Sensível (H) (W m^{-2}) (linha azul), Fluxo de Calor Latente (LE) (W m^{-2}) (linha verde) e Fluxo de Calor no Solo (G) (W m^{-2}) (linha preta) durante a fase da IOP4. 92

4.28 Perfil vertical da temperatura potência (θ) (K) (A e C) e umidade especifica (q) (g kg^{-1}) (B e D) durante a IOP4. A linha tracejada (preta) representa a média diária do período (MD). 94
4.29 Altura da Camada Limite Planetária (m) durante a IOP4. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão média da CLN (linha vermelha). 95
4.30 Perfil vertical da componente vertical do Vento (w) (m s^{-1}) durante a IOP4. 96
4.31 Processo de Erosão da CLN para o IOP4, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha). 97
4.32 Perfil vertical da temperatura potencial (θ) (K) (A e C) e umidade específica (q) (g kg^{-1}) (B e D), simulado pelo modelo PALM (A e B) e obtidos por radiossonda (C e D) para o dia 03 de março de 2014. 99
4.33 Evolução horária do perfil de fluxo de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) (W m^{-2}) obtidos através do PALM no dia 03 de março de 2014. 100
4.34 Altura da Camada Limite Planetária (m) para o dia 03 de março de 2014. 101
4.35 Balanço da Energia Cinética Turbulenta (ECT) para o dia 03 de março de 2014. Os termos representam: Produção Térmica (PT) (Linha preta), Produção Mecânica (PM) (Linha azul), Transporte Turbulento (TT) (Linha verde) e Dissipação (Di) (Linha Vermelha). 103
4.36 Erosão da CLN obtida pelo modelo PALM para o IOP1, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha). 106
4.37 Perfil vertical da temperatura potencial (θ) (K) (A e C) e umidade específica (q) (g kg^{-1}) (B e D), simulado pelo modelo PALM (A e B) e obtidos por radiossonda (C e D) para o dia 01 de outubro de 2014. . . . 108
4.38 Evolução horária do perfil de fluxo de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) (W m^{-2}) obtidos através do PALM no dia 01 de outubro de 2014. 109
4.39 Altura da Camada Limite Planetária (m) para o dia 01 de outubro de 2014. 110
4.40 Balanço da Energia Cinética Turbulenta (ECT) para o dia 15 de outubro de 2014. Os termos representam: Produção Térmica (PT) (Linha preta), Produção Mecânica (PM) (Linha azul), Transporte Turbulento (TT) (Linha verde) e Dissipação (Di) (Linha Vermelha). 112
4.41 Processo de Erosão da CLN obtida pelo modelo PALM para o IOP2, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha). 114

4.42 Perfil vertical da temperatura potencial (θ) (K) (A e C) e umidade específica (q) (g kg^{-1}) (B e D), simulado pelo modelo PALM (A e B) e obtidos por radiossonda (C e D) para o dia 03 de março de 2015. 116
4.43 Evolução horária do perfil de fluxo de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) (W m^{-2}) obtidos através do PALM no dia 03 de março de 2015. 117
4.44 Altura da Camada Limite Planetária (m) para o dia 03 de março de 2015.118
4.45 Balanço da Energia Cinética Turbulenta (ECT) para o dia 03 de março de 2015. Os termos representam: Produção Térmica (PT) (Linha preta), Produção Mecânica (PM) (Linha azul), Transporte Turbulento (TT) (Linha verde) e Dissipação (Di) (Linha Vermelha). 120
4.46 Processo de Erosão da CLN obtida pelo modelo PALM para o IOP3, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha). 121
4.47 Perfil vertical da temperatura potencial (θ) (K) (A e C) e umidade específica (q) (g kg^{-1}) (B e D), simulado pelo modelo PALM (A e B) e obtidos por radiossonda (C e D) para o dia 15 de outubro de 2015. . . . 123
4.48 Evolução horária do perfil de fluxo de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) (W m^{-2}) obtidos através do PALM no dia 15 de outubro de 2015. 124
4.49 Altura da Camada Limite Planetária (m) para o dia 15 de outubro de 2015. 125
4.50 Balanço da Energia Cinética Turbulenta (ECT) para o dia 15 de outubro de 2015. Os termos representam: Produção Térmica (PT) (Linha preta), Produção Mecânica (PM) (Linha azul), Transporte Turbulento (TT) (Linha verde) e Dissipação (Di) (Linha Vermelha). 127
4.51 Processo de Erosão da CLN obtida pelo modelo PALM para o IOP4, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha). 128

A.1 Altura da Camada Limite Planetária (CLP) (m) ao longo do ano de 2014.149
A.2 Altura da Camada Limite Planetária (CLP) (m) ao longo do ano de 2015.150

B.1 Variação temporal da temperatura do Ar (°C) (linha preta) e Umidade Relativa (UR) (%) (barras azuis) durante a fase da IOP1. 151
B.2 Variação temporal da temperatura do Ar (°C) (linha preta) e Umidade Relativa (UR) (%) (barras azuis) durante a fase da IOP2. 151
B.3 Variação temporal da temperatura do Ar (°C) (linha preta) e Umidade Relativa (UR) (%) (barras azuis) durante a fase da IOP3. 152
B.4 Variação temporal da temperatura do Ar (°C) (linha preta) e Umidade Relativa (UR) (%) (barras azuis) durante a fase da IOP4. 152

B.1 Direção e Velocidade do Vento (m s^{-1}), representado pela barra de cor, à superfície A) e Média do ciclo diário da Velocidade do Vento (m s^{-1}) B) durante a fase da IOP1. 153
B.2 Direção e Velocidade do Vento (m s^{-1}), representado pela barra de cor, à superfície A) e Média do ciclo diário da Velocidade do Vento (m sm s^{-1}) B) durante a fase da IOP2. 154
B.3 Direção e Velocidade do Vento (m s^{-1}), representado pela barra de cor, à superfície A) e Média do ciclo diário da Velocidade do Vento (m sm s^{-1}) B) durante a fase da IOP3. 155
B.4 Direção e Velocidade do Vento (m s^{-1}), representado pela barra de cor, à superfície A) e Média do ciclo diário da Velocidade do Vento (m sm s^{-1}) B) durante a fase da IOP4. 156

LISTA DE TABELAS

Pág.

3.1 Síntese do aparato experimental. 37

4.1 Desvio Padrão (σ) e Taxa média de crescimento (m h^{-1}), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, do ciclo médio diário da CLP para os anos de 2014 e 2015. 59

4.2 Desvio Padrão (σ) (m), Taxa média de crescimento (m h^{-1}), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, do ciclo médio diário da CLP para a IOP1. 70

4.3 Desvio Padrão (σ) (m), Taxa média de crescimento (m h^{-1}), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, do ciclo médio diário da CLP para a IOP1. 79

4.4 Desvio Padrão (σ) (m), Taxa média de crescimento (m h^{-1}), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, do ciclo médio diário da CLP para a IOP3. 87

4.5 Desvio Padrão (σ) (m), Taxa média de crescimento (m h^{-1}), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, do ciclo médio diário da CLP para a IOP4. 96

4.6 Fluxos de calor sensível (H) (W m^{-2}), fluxo total de calor integrado da superfície $(\overline{w'\theta'})_s$ (m K), fluxo integrado do topo da camada $(\overline{w'\theta'})_b$ (m K) e aquecimento da camada $\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta z_i$ (m K), no período de erosão da CLN para o dia 03 de março de 2014. 102

4.7 Fluxos de calor sensível (H) (W m^{-2}), fluxo total de calor integrado da superfície $(\overline{w'\theta'})_s$ (m K), fluxo integrado do topo da camada $(\overline{w'\theta'})_b$ (m K) e aquecimento da camada $\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta z_i$ (m K), no período de erosão da CLN para o dia 01 de outubro de 2014. 111

4.8 Fluxos de calor sensível (H) (W m^{-2}), fluxo total de calor integrado da superfície $(\overline{w'\theta'})_s$ (m K), fluxo integrado do topo da camada $(\overline{w'\theta'})_b$ (m K) e aquecimento da camada $\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta z_i$ (m K), no período de erosão da CLN para o dia 03 de março de 2015. 118

4.9 Fluxos de calor sensível (H) (W m^{-2}), fluxo total de calor integrado da superfície $(\overline{w'\theta'})_s$ (m K), fluxo integrado do topo da camada $(\overline{w'\theta'})_b$ (m K) e aquecimento da camada $\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta z_i$ (m K), no período de erosão da CLN para o dia 15 de outubro de 2015. 126

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CLP	–	Camada Limite Planetária
CLC	–	Camada Limite Convectiva
CLN	–	Camada Limite Noturna
CLS	–	Camada Limite Superficial
CR	–	Camada Limite Residual
AL	–	Atmosfera Livre
ZE	–	Zona de Entranhamento
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
GOAmazon	–	Green Ocean Amazon
ATTO	–	Amazonian Tall Tower Observatory
LES	–	Large-Eddy Simulation
IOP	–	Períodos Intensivos de Observações
PALM	–	PArallelized Les Model
Rn	–	Saldo de Radiação
H	–	Fluxo de Calor Sensível
LE	–	Fluxo de Calor Latente
G	–	Fluxo de Calor no Solo
RS	–	Radiossondas
HL	–	Hora Local
RWP	–	Radar Wind Profiler
SODAR	–	Sound Detection and Ranging
MWR	–	Microwave Radiometer Profiler
SEBS	–	Surface Energy Balance System
EN	–	El Niño
ECT	–	Energia Cinética Turbulenta
PT	–	Produção Térmica
PM	–	Produção Mecânica
TT	–	Transporte Turbulento
Di	–	Dissipação
MD	–	Média Diária

LISTA DE SÍMBOLOS

$\sigma \mathrm{w}^2$	–	Variância da Velocidade Vertical
θ	–	Temperatura Potencial
$\overline{w'\theta'}$	–	Densidade de um Fluido
$\overline{F}$	–	Fonte de Calor
w	–	Componente vertical do vento
q	–	umidade específica
σ	–	Desvio Padrão
$(\overline{w'\theta'})_s$	–	Fluxo de calor integrado da superfície
$(\overline{w'\theta'})_b$	–	Fluxo de calor integrado do entranhamento
$\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta \mathrm{z}_i$	–	Aquecimento da Camada
Π	–	Função Exner
C_p	–	Calor Específico do Ar
R_d	–	Constante Específica do Gás para Ar Seco
W m^{-2}	–	Watt por Metro Quadrado
mm	–	Milímetro
°C	–	Grau Celsius
m s^{-1}	–	Metro por segundo
K	–	kelvin
g kg^{-1}	–	Grama por Quilograma
m	–	Metro

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO **1**
1.1 Objetivos 3

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA **5**
2.1 Camada Limite Planetária (CLP) 5
2.1.1 Camada Limite Superficial (CLS) 7
2.1.2 Camada Limite Convectiva (CLC) 8
2.1.3 Camada Residual (CR) 12
2.1.4 Camada Limite Noturna (CLN) 13
2.2 Erosão da CLN 15
2.3 Energia Cinética Turbulenta (ECT) 20
2.4 LES (Large-Eddy Simulation) 21

3 MATERIAL E MÉTODOS **27**
3.1 Descrição da área experimental 27
3.2 Medidas micrometeorológicas 29
3.2.1 Radiossonda (*in situ*) 30
3.2.2 Sensoriamento Remoto 31
3.2.2.1 Radar *Wind Profiler* (RWP) 31
3.2.2.2 SODAR 32
3.2.2.3 *Ceilometer* 33
3.2.2.4 *Microwave Radiometer Profiler* (MWR) 34
3.2.2.5 *Lidar* 35
3.2.3 Medidas de superfície 38
3.3 Cálculo da Erosão da CLN 39
3.4 Modelo PALM-LES 41
3.4.1 Técnica de Paralelização 42
3.4.2 Equações Governantes 43
3.4.3 Configurações do modelo PALM 45

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES **49**
4.1 Analise meteorológica dos anos de 2014 e 2015 49
4.2 Analise dos Períodos Intensivos de Observações (IOPs) 62

4.2.1 Estação Chuvosa de 2014 – IOP1 62
4.2.2 Estação Seca de 2014 – IOP2 73
4.2.3 Estação Chuvosa de 2015 – IOP3 82
4.2.4 Estação Seca de 2015 – IOP4 90
4.3 Estudo de caso: simulações do Modelo LES-PALM 98
4.3.1 Simulações no IOP1 98
4.3.1.1 Simulação para o dia 03 de março de 2014 98
4.3.1.2 Erosão da CLN através de simulação do PALM 105
4.3.2 Simulações na IOP2 107
4.3.2.1 Simulação para o dia 01 de outubro de 2014 107
4.3.2.2 Erosão da CLN através de simulação do PALM 113
4.3.3 Simulações na IOP3 115
4.3.3.1 Simulação para o dia 03 de março de 2015 115
4.3.3.2 Erosão da CLN através de simulação do PALM 120
4.3.4 Simulações na IOP4 122
4.3.4.1 Simulação para o dia 15 de outubro de 2015 122
4.3.4.2 Erosão da CLN através de simulação do PALM 127

5 CONCLUSÕES 129
5.1 Sugestões de trabalhos futuros 132

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 133

Apêndice A - Ciclo Anual da CLP 2014 e 2015 149

Apêndice B - Temperatura e Umidade Relativa do Ar durante as IOPs 151

Apêndice C - Rosa dos Ventos e Ciclo diário da Velocidade do Vento nas IOPs 153

1 INTRODUÇÃO

A Bacia Amazônica cobre cerca de um terço do continente sul-americano e estende-se por cerca de 6,9 10^6 km^2, dos quais cerca de 80% são cobertos por florestas tropicais (GOULDING et al., 2003). A floresta Amazônica representa mais da metade das florestas tropicais remanescentes no planeta. Em decorrência da sua grande extensão, ela possui um forte impacto sobre o clima no América do Sul, e assim apresenta grande influência nas componentes meteorológicas, principalmente na Camada Limite Planetária (CLP). Porém, o desmatamento da região tem aumentado continuamente (AZEVEDO et al., 2016), o que pode acarretar mudanças nas características climáticas da região (SPRACKLEN; GARCIA-CARRERAS, 2015). Essas mudanças necessitam ser analisadas e, desta forma, compreender o quanto alterações ambientais influenciam o comportamento da CLP.

Em função da importância da Amazônia vários experimentos de campo acerca dos processos físicos e biogeoquímicos vêm sendo realizados na interface biosfera-atmosfera nas últimas décadas, além de estudos das implicações das mudanças na superfície, no clima e na formação de nuvens. Alguns destes experimentos são o *"Amazon Region Micrometeorological Experiment"* (ARME), *"Amazon Boundary Layer Experiment"* (ABLE), *"Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observations Study"* (ABRACOS), *"Rondonia Boundary Layer Experiment"* (RBLE) e o *"Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia"* (LBA). Recentemente, nos anos de 2014 e 2015, foi realizado o experimento GOAmazon (*Green Ocean Amazon*), descrito em Martin et al. (2016), o experimento ACRIDICON (*Aerosol, Cloud, Precipitation, and Radiation Interactions and Dynamics of Convective Cloud Systems*), descrito em Wendisch et al. (2016) e atualmente o experimento ATTO (*Amazonian Tall Tower Observatory*) encontra-se em atividade na região (ANDREAE et al., 2015).

As interações entre a superfície e a atmosfera têm grande impacto nas trocas dos fluxos de energia, *momentum* e umidade, que influenciam diretamente diversas atividades humanas. Desta forma, uma representação adequada da CLP se faz necessária em diferentes tipos de estudos, como por exemplo: a análise da qualidade do ar, melhorias nas técnicas agrícolas, previsão numérica do tempo e a modelagem climática (ENGLBERGER; DöRNBRACK, 2017). Além disso, uma representação mais realista dos processos que ocorrem na CLP beneficiará os modelos de previsão de tempo, com uma melhor caracterização da convecção e da chuva (HOLTSLAG et al., 2013).

Holtslag et al. (2013) descrevem que a CLP, por ser a camada mais baixa da atmosfera, está em contínua interação com a superfície da Terra. A CLP apresenta,

em seu ciclo diário, variações acentuadas de temperatura, vento e outras variáveis, em resposta à turbulência atmosférica e aos processos convectivos, que acontecem de forma tridimensional e caótica nas escalas de tempo variando entre segundos e horas. As escalas de comprimento correspondentes estão entre alguns milímetros até a profundidade da camada limite (1-2 km), ou mais, no caso de nuvens convectivas.

O ciclo diário da CLP responde ao aquecimento da superfície decorrente da radiação solar incidente, e assim compreende uma fase convectiva durante o dia (CLC) e uma fase estável durante a noite (CLN), ocasionado pelo resfriamento. Em razão desta variação ao longo do dia, um dos parâmetros fundamentais da CLP é a determinação da sua altura, pois esta é utilizada para modelar a composição química e dinâmica da atmosfera em todas as escalas, além de ser uma variável importante na dispersão de poluentes no ar e a previsão da qualidade do ar. A altura da CLP é comumente definida durante a CLC como sendo o topo da zona de entranhamento (ZE) (camada entre a camada de mistura e a atmosfera livre), enquanto que para a CLN é definida como a menor altura para a qual o *lapse rate* (taxa de variação vertical da temperatura) é isotérmico e/ou o nível em que o jato do vento noturno é máximo (WANG et al., 2016).

A transição do dia para noite tem início quando o fluxo de calor sensível à superfície torna-se negativo, representando o decaimento e dissipação da turbulência térmica (PINO et al., 2006), seguido pelo desenvolvimento de uma camada limite estável, a partir da superfície sob a ação do resfriamento do solo. Por outro lado, a transição da noite para o início do dia, também conhecida como erosão da CLN, inicia-se quando o fluxo de calor sensível à superfície torna-se positivo e uma camada de mistura se desenvolve a partir da superfície.

Os mecanismos dinâmicos gerais dos processos da CLC e CLN já são razoavelmente bem conhecidos (VAN HOOIJDONK et al., 2015; RAI et al., 2017) sendo que a fase de "crescimento rápido" da CLC também vem sendo exaustivamente estudada (HUANG et al., 2017; SALESKY et al., 2017). Contudo, os detalhes da transição entre CLN e CLC (erosão da CLN) ainda não estão bem documentados na literatura, em particular para a região Amazônica. A erosão da CLN é importante no estudo do desenvolvimento da CLP, pois a atmosfera passa de um estado de estratificação térmica, com pouca, ou nenhuma turbulência, para uma situação em que os processos convectivos com turbulência intensa começam a predominar.

Desta forma, estudar os processos dinâmicos que envolvem a erosão da CLN são importantes pois esta exerce influência direta sobre o crescimento da CLC, contri-

buindo para a convecção rasa e profunda. Consequentemente, os modelos de Previsão Numérica de Tempo (PNT) podem ser melhorados para esta região, pois os conhecimentos a serem adquiridos permitem uma maior compreensão dos processos convectivos da CLP, na dinâmica da formação de nuvens (rasas ou profundas), etc.

Em função desta problemática, pôde-se traçar a seguinte hipótese científica para nortear este trabalho: a erosão da CLN influência no desenvolvimento da CLC e de que forma as variações em escala sazonal (épocas chuvosa e seca) e interanual (ano típico e de El Nino) alteram esta relação.

1.1 Objetivos

Com base nos argumentos que foram expostos acima, esta pesquisa tem por finalidade apresentar um estudo observacional, a partir de dados coletados durante o experimento GoAmazon 2014/5, e de modelagem numérica, através do uso do modelo ***PA****rallelized* ***L****ES* ***M****odel* (PALM), acerca da erosão da CLN na região central da Amazônia.

Como objetivos específicos pretende-se:

- Avaliar as alturas da CLP por meio de medidas *in situ* e por sensores remotos;
- Verificar os principais mecanismos que influenciaram nas características da erosão, tais como sua velocidade de crescimento, horário de ocorrência, evolução temporal da CLC, entre outros em diferentes épocas do ano (variabilidade sazonal);
- Identificar a influência de um forte evento El Niño ocorrido em 2015, comparando-se com os dados típicos da região central da Amazônia obtidos em 2014 (variabilidade interanual);
- Calcular o aquecimento da camada CLN com informações dos fluxos turbulentos de superfície (medições) e do entranhamento (obtido de simulações numéricas) sua diferença entre as épocas chuvosa e seca;
- Analisar, por meio das simulações numéricas realizadas para a fase de erosão da CLN, o balanço de Energia Cinética Turbulenta dentro da CLP.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Camada Limite Planetária (CLP)

A Camada Limite Planetária (CLP) ou Camada Limite Atmosférica (CLA) é a porção mais baixa da atmosfera, sendo influenciado diretamente pela superfície da Terra. A CLP é caracterizada por fluxos verticais de *momentum*, calor sensível e vapor d'água e possui, como característica importante, a sua rápida resposta às mudanças nas condições superficiais. As variações ao longo do dia da insolação solar influenciam a superfície como um todo e esta, por sua vez, afeta diretamente e intensamente a CLP (SÜHRING; RAASCH, 2013). Desta maneira a CLP é considerada a parte da atmosfera mais importante para os ecossistemas terrestres.

Pode-se resumir a influência da superfície na CLP em dois fatores: térmico e mecânico. Enquanto que o primeiro é mais dependente do ciclo diário de aquecimento/resfriamento da superfície e do o fluxo vertical de calor sensível, o segundo é mais dependente do tipo de cobertura da superfície e do comportamento do vento dentro da camada. Geralmente, durante o dia a CLP pode atingir de 1 – 2 km de altura e a noite sua espessura reduz-se drasticamente, podendo ser inferior a 100 – 200 metros (ARYA, 2001).

Em função da sua relação com os fluxos de calor na superfície, a altura da CLP tende a se modificar de acordo com as características superficiais. Desta forma, nos continentes a altura da CLP pode variar de 100 a 2.000 m. Porém nos oceanos ela possui altura em torno de 500 m (FOKEN, 2008), como demonstrado na Figura 2.1. A camada que se sobrepõe à CLP dentro da troposfera é denominada de Atmosfera Livre (AL), uma vez que não é influenciada diretamente pela superfície terrestre, mas sim pelas condições sinóticas. A CLP interage com a AL com os fluxos de calor e *momentum* em seu topo através dos processos combinados de penetração convectiva e fluxo de estranhamento.

O vento no interior da CLP é responsável por um rápido transporte horizontal (pela advecção) ou vertical (pelo cisalhamento) de compostos liberados na atmosfera. Os ventos horizontais são da ordem de 2 a 10 m s^{-1} (STULL, 1988), sendo que a fricção da superfície acarreta em um decréscimo da velocidade média do vento próximo ao solo e um aumento exponencial com a altura. A velocidade vertical é muito menor, geralmente da ordem de milímetros a centímetros por segundo. A natureza turbulenta da CLP é uma de suas características mais importantes e, às vezes, é utilizada para defini-la. Através de um conhecimento mais aprofundado sobre a CLP,

pode-se obter um maior entendimento sobre os escoamentos turbulentos, permitindo a melhoria de modelos de previsão de tempo e clima.

Figura 2.1 - Perfis esquemáticos ($\theta - z$), através da CLP sobre o continente, sob a influência de: (a) aquecimento solar, durante o dia; (b) resfriamento radiativo de onda longa, à noite e (c) através da camada limite marítima (dia e noite).

Fonte: Adaptado de Santos (2007).

No interior da CLP as propriedades atmosféricas são misturadas, por meio da turbulência, composta basicamente de dois mecanismos: os fluxos de *momentum* e de calor. A partir da interação diária destes mecanismos, pode-se dividir a CLP em distintos comportamentos de estabilidade, a saber: Camada Limite Superficial (CLS) que ocorre durante todo o ciclo diário; Camada de Mistura ou Camada Limite Convectiva (CLC), que ocorre quando a CLP é conduzida pelo aquecimento superficial e o fluxo de calor à superfície for positivo; a Camada Limite Estável ou Noturna (CLN) que ocorre quando há o resfriamento radiativo perto do solo durante a noite, e os fluxos térmicos apresentam valores próximos à zero ou negativo. Na fase no-

turna, a camada entre o topo da CLN e AL é denominada de Camada Residual (CR)(Figura 2.2).

Figura 2.2 - Representação esquemática da evolução da Camada Limite Convectiva (CLC).

Fonte: Adaptado de Garratt (1992).

Como o fluxo de calor é determinado pela diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera, em condições típicas (ou de céu limpo) relaciona-se a camada estável ao período noturno e a camada convectiva ao período diurno. Entretanto, deve-se salientar que existem exceções destas associações entre o sinal do fluxo de calor e o horário do dia.

2.1.1 Camada Limite Superficial (CLS)

A porção inferior da CLP denominada de Camada Limite Superficial (CLS), estende-se por não mais que 100 - 150 m acima da superfície, onde as variações de fluxos verticais podem ser ignoradas. A CLS se caracteriza pela turbulência induzida através de forçantes que atuam sobre ela e em seu contorno inferior, que determinarão a existência de gradientes verticais de temperatura, umidade e velocidade do vento, entre outras grandezas físicas (STULL, 1988). Esta camada apresenta, durante o dia, movimentos ascendentes das plumas com dimensão equivalente a profundidade da CLS. É um local de grande interesse prático e científico, pois é nessa camada que ocorrem significativas transferências de *momentum*, calor sensível, calor latente, gases-traço e aerossóis, entre a superfície terrestre e a atmosfera, que são muito im-

portantes para a manutenção da vida na Terra e para o entendimento de problemas aplicados à meteorologia e à climatologia (ARYA, 2001).

Dentre algumas aplicações na CLS, Marques Filho (2004) cita a dispersão e diluição dos poluentes do ar, que dependem das condições da turbulência, que são determinadas pela estrutura nessa camada. A CLS também tem importância na Agrometeorologia para estimativas da evapotranspiração, que ajuda a estabelecer a necessidade de água das plantas e, assim, proporcionam melhor gerenciamento agrícola. Também é importante na aviação que, apesar de disponibilizar de tecnologia avançada, há necessidade do conhecimento da turbulência na CLS para, assim, permitir a realização de pousos e decolagens com segurança. Outras aplicações podem ser sintetizadas na Biometeorologia e no aproveitamento de energia eólica.

2.1.2 Camada Limite Convectiva (CLC)

A Camada Limite Convectiva (CLC) começa a se formar a partir do momento em que os fluxos de calor sensível tornam-se positivos (FEDOROVICH et al., 2004). Esse processo começa a ocorrer pouco após o amanhecer, devido ao aquecimento do solo e ocorre de forma lenta e gradativa. Após o nascer-do-sol, a superfície (ou solo) começa a ser aquecida e este calor é transferido para o ar sobrejacente. Através desse aquecimento, como também pelo cisalhamento do vento, é gerada uma mistura turbulenta do ar intensa, apresentando na região transporte vertical acentuado, acarretando em uma camada fortemente misturada. Este transporte turbulento depende da diferença de densidade entre parcelas de ar vizinhas que resultam em movimentos convectivos. No início do período matutino, a CLC não se apresenta bem definida, vindo a se estabelecer após esta fase de transição, entre os períodos noturno e diurno, com crescimento gradativo da convecção, de forma contínua, em dias de céu claro. Os principais fatores que contribuem para o crescimento da convecção são o aquecimento do solo, e consequentemente, o aumento do fluxo de calor sensível. De acordo com Stull (1988), o crescimento da profundidade da CLC durante um ciclo diurno é frequentemente um processo de três fases:

1 Destruição da camada estável e a formação de uma CLC que se aprofunda lentamente;

2 O crescimento rápido CLC;

3 Atinge sua profundidade máxima e permanece com uma altura quase constante e/ou estacionária;

Na Figura 2.3 é mostrado o esquema das 3 fases ou etapas acima destacadas. Durante o início da manhã na etapa 1 a turbulência é fraca, com uma profundidade rasa, da ordem de dezenas de metros. A elevação da profundidade da CLC ocorre lentamente no início em função da presença de uma camada estável (CLN) acima desta que está se formando. Assim essa primeira etapa é por vezes referida como quebra da inversão térmica noturna ou erosão da CLN.

Figura 2.3 - Evolução da convecção com o tempo. As linhas superior e inferior representam o máximo e o mínimo da convecção, respectivamente, enquanto a linha do meio é a profundidade média da CLC.

Fonte: Adaptada de Stull (1988).

No final da manhã, para muitos casos, o ar frio noturno foi aquecido a uma temperatura próxima daquela da CR e o topo da CLC ultrapassa a base da CR, uma vez que não há praticamente camada estável bloqueando a CLC. Neste ponto, as correntes térmicas penetram rapidamente para cima durante a etapa 2, permitindo que a profundidade da CLC aumente rapidamente, com taxas de crescimento acima de 100 m por 30 minutos, definindo como a erosão completa da CLN e fase de crescimento rápido da CLC.

Quando as térmicas atingem a inversão de temperatura na parte superior da CR/, há resistência dos movimentos verticais descendentes (subsidência), assim, a taxa de crescimento CLC diminui rapidamente. Durante esta terceira etapa, a profundidade CLC é relativamente constante durante a maior parte da tarde. Mudanças de profundidade lentas estão relacionadas com equilíbrio entre o entranhamento e

a subsidência, caracterizando certa estacionariedade. Estas profundidades finais variam muito de lugar para lugar e depende das condições sinóticas e de mesoescala presentes e atuando naquele momento.

Quando o fluxo de calor sensível começa a diminuir à tarde, devido ao decréscimo da radiação solar, a CLC tem sua altura de forma final, finalizando seu crescimento. Este padrão é um modelo idealizado para o estudo da camada limite.Obviamente, é modificado dependendo das forçantes que estiverem atuando na região de estudo.

Em função do principal mecanismo responsável pela manutenção da turbulência ser as forças de flutuação geradas pelo fluxo de calor sensível, que influi diretamente na componente vertical do escoamento, justifica-se a designação desta camada limite como sendo camada limite convectiva. Sempre que os fluxos de calor à superfície são positivos, a camada limite apresenta características convectivas com bastante mistura. Devido a essa intensa mistura que ocorre na CLC, esta também é chamada de camada de mistura (CM). Os turbilhões, formados pelo aquecimento da superfície, contêm energia elevada e têm uma dimensão vertical que podem atingir a ordem de grandeza da própria altura da CLP ou maior, sendo conhecido como térmicas ou plumas. As térmicas penetram na AL e transportam ar desta para a CLC (penetração convectiva), contribuindo para o crescimento vertical.

Em dias ensolarados as térmicas são responsáveis pela maior parte da turbulência na CLC. A velocidade vertical no seu interior é positiva e grande o suficiente para que ocorra um intenso transporte vertical de massa. Quando existe umidade suficiente, estas térmicas dão origem a nuvens de bom – tempo (*Cumulus humilis*), onde sua estrutura alongada na vertical, em forma de coluna, pode ser inclinada devido a ação do vento na horizontal. Em função disto, os movimentos verticais são favorecidos por convecção e os horizontais pelo cisalhamento do vento. Portanto, a CLC se estabelece com o efeito térmico como gerador de turbulência, podendo coexistir com o efeito mecânico. Na Figura 2.4 observa-se a representação esquemática dos movimentos turbulentos que ocorrem dentro da CLC.

A camada estável no topo da CLC atua como uma "tampa" para as termas ascendentes, o que restringe o domínio da turbulência. Tal camada, denominada de Zona de Entranhamento (ZE), atua como uma interface entre a AL e a CLP, tornando-a bem definida em condições convectivas. Nesta região não há uma forte mistura e a intensidade da turbulência decai com a altura.

Devido a CLC receber maior influência da turbulência térmica, sua maior profun-

Figura 2.4 - Esquema da Camada Limite Convectiva, demonstrando seus grandes turbilhões, plumas convectivas, perfil do vento e a camada de inversão.

Fonte: Adaptado de Wyngaard (1992).

didade ocorre à tarde. O topo da CLC é determinado por uma inversão térmica e, assim, a camada é conhecida como camada de inversão térmica. Isso ocorre pela diferença de estabilidade abaixo e acima da ZE. A CLC exibe uma distribuição vertical aproximadamente constante do campo de vento e temperatura potencial. A estrutura turbulenta desta camada responde pela maioria do transporte de espécies escalares e vetoriais entre a superfície terrestre e a AL.

Como o aquecimento da superfície causa essa variação na espessura da CLC ao longo do dia, tem se que a, quanto maior a energia disponível maior será o fluxo de energia, logo, mais alta será a camada (STULL, 1988). Com o aumento desses movimentos convectivos, ocorre uma distribuição uniforme dos diferentes constituintes ao longo da camada, motivo pelo qual o gradiente de certas propriedades tende a se manter constante em sua extensão vertical.

A concentração de poluentes pode aumentar dentro da CLC e permanecer relativamente baixa na AL, pois os mesmos em sua maioria são oriundos de regiões próximas à superfície e são transportados para regiões superiores por vórtices. No entanto, estes não podem avançar muito em camadas estáveis, como a ZE, por exemplo. Desta forma a ZE pode atuar como uma barreira aos poluentes, mantendo-os na CLC.

Na ZE a turbulência é intermitente e nuvens podem ocorrer nesse nível. Normalmente, estabelece-se que o topo da CLP está situado no meio da ZE. Os perfis médios na CLC mostram que a ZE pode ser determinada pelo aumento no gradiente vertical das variáveis. Alguns poucos dados observacionais indicam que o topo da CLC, pode ser determinado no nível vertical em que o fluxo de calor atinge seu valor mínimo (ou máximo negativo).

Alguns estudos têm sido realizados para a determinação da espessura da ZE, principalmente porque a ZE influencia a previsão de cobertura de nuvens do tipo *Cumulus*, as quais se formam quando a altura da ZE ultrapassa o nível de condensação por levantamento (NCL). A cobertura deste tipo de nuvem, característica de uma CLC, influencia o balanço de radiação incidente que, por sua vez, afeta a modelagem climática. Além disso, a caracterização da espessura da camada de entranhamento é fator importante na determinação da turbulência na camada, bem como na análise de dispersão de poluentes.

2.1.3 Camada Residual (CR)

Sobre à CLN existe ainda um remanescente da CLC, porém não há mais convecção (mistura) ativa, apenas uma camada bem misturada passiva denominada de Camada Residual (CR). Apesar de não existir convecção, o efeito de cisalhamento do vento provoca alguma turbulência no período noturno. Se a situação convectiva se mantiver em dias sucessivos, o crescimento da camada limite será favorecido pela presença da CR. Esta não possui contato direto com a superfície, em função disso não é classificada como camada limite. Porém pela sua característica e influência, é considerada como tal (STULL, 1988).

Esta camada é estratificada térmicamente como sendo neutra, pois não existe produção de energia para a continuidade da convecção. Em razão disto, poluentes liberados durante o período de formação e desenvolvimento da CLN tende a permanecer afastado da superfície dentro da CR, pelo menos durante à noite. Alguns trabalhos já publicados indicam que a poluição concentrada na CR pode influenciar nos índices de concentração superficial do dia seguinte (CHEMEL; CHOLLET, 2006), assim que a inversão térmica da CLN for rompida pelas primeiras térmicas convectivas.

Durante a manhã a CR ainda se mantém por algum tempo antes de ser substituída por uma nova CLC. A cada dia, um volume maior de umidade pode ser evaporado de dentro da CLC e ser retida na CR. Em sucessivos dias, o entranhamento do ar úmido na CLC permitirá a formação de nuvens. Por outro lado, a temperatura

potencial geralmente decresce lentamente durante a noite, devido a divergência de fluxo de radiação, sendo a taxa de resfriamento praticamente uniforme ao longo da CR (BOURAYOU et al., 2014).

2.1.4 Camada Limite Noturna (CLN)

Após o pôr do sol, a superfície começa a se resfriar por emissão de radiação de onda longa, sendo que este resfriamento inibe a turbulência térmica, originando assim, a Camada Limite Noturna (CLN), com um desenvolvimento vertical menor que a CLC. Nesta fase o desenvolvimento inicia-se quando o saldo de radiação torna-se negativo: o solo começa a se resfriar mais rapidamente que o ar adjacente, tornando o fluxo de calor sensível negativo, ou seja, da atmosfera para a superfície. O fluxo de calor sensível é o principal componente para se diagnosticar a formação da CLN. De acordo com Garratt (1992), a partir dessas condições, a camada mais próxima à superfície torna-se fria e densa, estabelecendo o processo de estratificação estável e uma camada de inversão térmica forma-se acima. Mesmo no nascer do sol, a CLN ainda influi com o resfriamento radiativo (na formação de nuvens) e com a turbulência mecânica produzida. Nesta camada é normal a presença de turbulência rasa, acima da qual o cisalhamento do vento médio e o fluxo de calor são pequenos. As principais forçantes nesta camada são o resfriamento radiativo e o cisalhamento do vento (Figura 2.5).

A formação da CLN ocorre no momento em que a superfície fica mais fria que a camada de ar, iniciando o processo de transferência de calor no sentido atmosfera para o solo. Esse processo ocorre por condução, a camada de ar adjacente resfria e recebe calor da camada de ar acima. O aumento da magnitude do fluxo de calor negativo, faz com que esse processo cresça gradualmente, principalmente, em noites de céu claro. Assim, sob estas condições ocorre o crescimento da CLN, que começa a partir da superfície e pode atingir altura de algumas centenas de metros (em torno de 200-300 m). Entretanto, a altura real da CLN não é de fácil determinação, principalmente quando se utiliza apenas os perfis verticais de temperatura e *momentum*. Por isso, vários métodos de estimação têm sido testados para a este fim, como por exemplo: Vickers and Mahrt (2004), Steeneveld et al. (2007) e Neves and Fisch (2015). Um dos principais motivos desta dificuldade se deve ao fato da CLN ser muito influenciável pela rugosidade da superfície, o que reduz a consideração de homogeneidade horizontal. Além disso, acima da camada estável se estabelece a CR, e em muitos casos a interface entre as duas não é bem definida (STULL, 1988).

De acordo com pesquisas feitas por Santos (2007) e Neves and Fisch (2011), existe

Figura 2.5 - Esquema da Camada Limite Noturna demonstrando a sua profundidade, os pequenos vórtices e, o cisalhamento do vento.

Fonte: Adaptado de Wyngaard (1992).

uma grande dificuldade em estudar a CLN, em função das dificuldades encontradas para descrever e modelar os parâmetros que definem sua estrutura. Estes autores destacam as seguintes razões para essa ocorrência: o empuxo térmico negativo, que age suprimindo a turbulência e, assim, diminuindo a profundidade da camada; movimentos atmosféricos, como as ondas de gravidade, que podem coexistir com a turbulência, dificultando a caracterização da CLN; e pelo papel preponderante dos efeitos radiativos (emissões de onda longa) no desenvolvimento da camada de inversão, fazem com que existam condições de calmaria e ausência de turbulência.

De acordo com Santos et al. (2007), os empuxos negativos existentes na CLN, que ocorrem devido ao fato do maior resfriamento da superfície em comparação com a atmosfera adjacente, agem para suprimir a turbulência mecânica e, assim, diminuir sua profundidade. Os movimentos atmosféricos (tais como ondas de gravidade) podem coexistir com a turbulência, tornando sua estrutura mais complexa. Por outro lado, os autores ainda afirmam que os efeitos radiativos de emissão de ondas longas da superfície atuam no desenvolvimento e aprofundamento da camada de inversão, que pode existir em condições de calmaria e, portanto, na ausência de turbulência.

A altura da CLN é melhor identificada sob condições de céu claro, ventos moderados a fortes e sobre terrenos homogêneos. Entretanto, sua estrutura vertical é

bastante sensível à inclinação do terreno e fortemente associada aos escoamentos catabáticos e de drenagem. Também se desenvolve simultaneamente à formação da Camada de Inversão (CI) e do Jato Noturno (JN) ou Jato de Baixos Níveis (SANTOS, 2007). Segundo Nieuwstadt and Driedonks (1979), a CLN não pode ser definida por uma equação diagnóstica, a qual expressa sua altura em termos locais (parâmetros característicos) como foi inicialmente proposta por Delage (1974). As equações prognósticas são necessárias para descrever a evolução da altura da camada limite em função de tempo.

Sun et al. (2004) mostraram que instabilidades térmicas e mecânicas, causadas pela propagação horizontal e vertical de ondas solitárias e de gravidade, funcionam como um mecanismo que inicia eventos de mistura turbulenta – turbulência intermitente – dentro da CLN. Além disso, episódios de turbulência intermitente também estão associados a mudanças na pressão atmosférica e na direção do vento próximo a superfície.

Alguns estudos classificam os mecanismos que exercem influência na CLN em: forçantes externas, mecanismos internos e superfície (HOLTSLAG et al., 2013). De acordo com Mahrt (2014), as forçantes externas causadas pelos movimentos atmosféricos de grande escala, contribuem termicamente com a CLN, como também, na produção do cisalhamento do vento, devido ao vento geostrófico e o fluxo de *momentum*.

Alguns autores descrevem que a dinâmica da CLN ainda está em descoberta, em função do acoplamento entre as forçantes de grande escala, as ondas internas e a fraca turbulência sobre a camada com ondulações irregulares e na presença de forte estratificação (FERNANDO; WEIL, 2010; MAHRT, 2014; SULLIVAN et al., 2016). A CLN apresenta grande importância na modelagem do tempo e clima, pois essas previsões mostram grande sensibilidade à forma de parametrização da CLN (HOLTSLAG et al., 2013). A turbulência intermitente na CLN também é importante em várias áreas de aplicação; por exemplo, propagação de ondas eletromagnéticas (WYNGAARD et al., 2001),interpretação de observações coletadas de perfiladores de vento (SORBJAN, 2017) e qualidade do ar (WEIL, 2012)

2.2 Erosão da CLN

Até agora foram explanados os aspectos da CLP em condições diurna (CLC) e noturna (CLN). Outro aspecto importante para os estudos da CLP são os períodos de transição, que ocorrem no final da tarde com o decaimento da convecção e, no início da manhã com a erosão da CLN e início da convecção. Apesar de se tratar de fases

de transições da CLP, poder-se-ia deduzir que ambas tenham o mesmo intervalo de duração. Entretanto, as transições vespertinas e matinais geralmente têm mecanismos dinâmicos distintos e, consequentemente, intervalos de duração diferentes, com a transição vespertina (CLC para CLN) ocorrendo de forma mais rápida, pois a interrupção da turbulência é abrupta (NUNES et al., 2013). Portanto, estas transições requerem estudos separados. Lapworth (2006) salienta que as mudanças durante o crescimento da convecção são mais complexas do que as que ocorrem durante o decaimento, principalmente porque a transição matutina depende da camada noturna precedente, que pode apresentar turbulência intermitente, enquanto a transição vespertina depende da CLC precedente, normalmente bem estabelecida. Neste trabalho será focada apenas a transição entre os períodos noturno e diurno.

A erosão da CLN é caracterizada pelo crescimento da convecção que ocorre após a fase noturna da CLP. De acordo com Stull (1988), esta pode ser dividida em duas partes. A primeira é a fase que compreende desde o amanhecer até o ponto em que o fluxo de calor na superfície deixa de ser negativo e torna-se nulo. Com o amanhecer, a temperatura da superfície começa a subir lentamente, diminuindo a estabilidade atmosférica e acarretando a destruição da inversão térmica noturna e a produção de uma camada instável próxima à superfície, e que, de acordo com o autor demora cerca de 30 minutos a 1 hora. A segunda parte é referente ao crescimento da CLC, compreendendo desde o ponto em que o fluxo é zero até o ponto em que a convecção está bem estabelecida, com duração de cerca de 2 a 3 horas.

A erosão da CLN tem como princípio a destruição da inversão térmica constituída pela estabilidade atmosférica da noite anterior. Pode-se afirmar que em terreno complexo (vale/montanha), a destruição é observada muito mais facilmente, pois pode ocorrer o movimento ascendente devido à convergência dos ventos descendentes, provindos da brisa de montanha. Esse movimento ascendente no interior dos vales começa a erodir a camada estável, facilitando o rompimento total da inversão térmica pela ação das primeiras plumas convectivas. Entretanto, além do tipo do terreno, complexo ou plano, o tipo de cobertura deste terreno também influenciará no crescimento da CLC, pois o aquecimento da superfície é função da quantidade de radiação solar absorvida.

Os primeiros estudos sobre o processo de erosão da CLN mostraram uma maior atenção aos efeitos da heterogeneidade da superfície. Lenschow et al. (1979) realizaram um estudo detalhado da destruição da CLN nas planícies do Colorado (EUA), mostrando que, mesmo em regiões com pouca ondulação topográfica, a advecção

de temperatura deve ser considerada em estudos de balanço de energia, para explicar o desenvolvimento da CLC. A erosão da CLN em regiões montanhosas foi estudada por Whiteman (1982) e Helmis et al. (1990), nas quais as circulações de vento locais são importantes para a quebra da inversão térmica. Vernekar1993, em estudo realizado em regiões tropical plana e semi-urbana analisaram a erosão da CLN, estimando em 2 horas o tempo médio para o início da erosão e de 4-5 horas o tempo necessário para a destruição completa. Observaram ainda um aumento brusco na razão de mistura quando a estabilidade térmica é quebrada pela manhã. Todos estes estudos concordam que a erosão da CLN depende da topografia local e das condições sinóticas presentes, em termos de vento em altitude ($1 - 2$ km) e de inversão térmica ($\Delta\theta$).

Alguns estudos foram desenvolvidos para estimar o tempo necessário para se erodir a CLN e ocorrer o início do desenvolvimento da CLC. Angevine et al. (2001) descreveram a erosão da CLN através de um conjunto abrangente de observações em dois locais planos, sendo um em Illinois/EUA e o outro em Cabauw/Holanda. Os autores afirmaram que o cisalhamento do vento é importante para determinar o momento de início da convecção matutina. Verificaram que quanto menor for à velocidade do vento, maior será o tempo necessário para a convecção se desenvolver, o que leva aproximadamente 1,6 horas. Para a erosão completa, definida como a evolução dos vórtices turbulentos até atingirem 200 m, leva cerca de três horas, e que este tempo de erosão depende da intensidade da inversão térmica formada e dos fluxos de calor à superfície. Em outro estudo realizado nas mesmas regiões Angevine (2008) concluiu que a advecção horizontal, divergência dos fluxos de radiação e de turbulência e a heterogeneidade da superfície são os principais fatores que influenciam no aquecimento da camada a 50 m próxima à superfície, antes da inversão do fluxo de temperatura, o que acelera a erosão da CLN.

Lapworth (2006), através de 6 anos de observações na área de Cardington no Reino Unido, descobriu que o vento perto da superfície e a temperatura "skin" são proporcionais por um fator que depende do gradiente do vento. Ambos os estudos acima descritos destacam a importância do papel do cisalhamento do vento na erosão da CLN.

Garratt (1992), estudando a evolução da profundidade da CLC durante o período matutino, em um sítio experimental na Espanha, e comparando as observações com os resultados de três modelos numéricos, mostraram que uma camada convectiva começa a se formar por volta de 08 horas, quebrando totalmente a inversão noturna

em torno de 12 horas, levando, portanto, 4 horas neste processo.

Shaw et al. (2005), citando Doran et al. (2003), afirmam que uma região de mistura vertical de poluentes é observada iniciando, aproximadamente, uma hora antes do nascer do Sol. Este estudo é importante para o conhecimento da transição diurna, pois o início da mistura ocorre quando o Sol aquece a superfície e transforma a estratificação termodinâmica estável da noite na instabilidade convectiva do dia. Analisando essa característica de mistura "prematura", através de outros métodos, concluíram que os fluídos atmosféricos em áreas urbanas, influenciados por terrenos complexos, podem ter efeitos inesperados no transporte de poluentes. Essas mudanças nas espécies de misturas deve também afetar subsequentes processos químicos.

Alguns modelos conceituais propostos para descrever a fase de crescimento da CLC, como os de Tennekes and Driedonks (1981), já foram utilizados para investigar o tempo exigido para erodir a CLN. Porém houve poucos estudos sobre a Erosão da CLN utilizando modelo LES, e o impacto da radiação sobre a transição (por exemplo, Sorbjan (2007), Beare (2008), Edwards et al. (2014)). Em particular, para a Amazônia, estes estudos ainda são poucos (FISCH, 1995; SANTOS et al., 2007).

Beare (2008), utilizando simulações do modelo LES (*Large-Eddy Simulation*) para definir a erosão da CLN e a fase inicial da CLC, concluiu que o balanço de energia cinética turbulenta (ECT) na transição entre CLN – CLC foi dominado pelo cisalhamento do vento. Em contrapartida, a CLC na fase posterior a erosão, tem a flutuabilidade como fator principal. Os autores destacam que o cisalhamento está ligado a CLN predecessora e, quando ocorre um aumento do vento geostrófico, consequentemente, ocorre um aumento na profundidade da CLN, contribuindo para maior energia na fase de transição. Logo, é imprescindível uma maior compreensão da CLN para poder entender a sua completa erosão. Ressalta-se, entretanto, que estes estudos foram realizados para locais em latitudes médias, com condições iniciais e de superfície típicas. Beare (2008), ainda descreveu um estado misto durante o processo de erosão, que compreende características do CLN e da CLC. Ele observou que, em relação à camada mista em si, a zona de entranhamento era muito mais profunda do que em uma CLC totalmente desenvolvida. Um aspecto interessante é o observado por Banta (1984) ao mostrar que existe um desacoplamento da CLC rasa com o ar acima, logo após o nascer do sol, principalmente relacionado com o perfil de vento.

Um dos primeiros trabalhos relacionados à transição da CLN para CLC na região amazônica foi realizado por Fisch (1995), durante a estação seca em Rondônia, em

uma área de floresta tropical e outra área desmatada (pastagem). O autor realizou estudos observacionais, obtidos durante o experimento RBLE3 e de modelagem utilizando o modelo RAMS. Foi realizado o balanço de energia envolvido no aquecimento da camada de floresta e pastagem com as observações às 07 e 08:30 HL, que eram as informações disponíveis. Para a área da floresta, foi observado que existe praticamente um balanço entre a energia utilizada no aquecimento da CLN entre 07 e 08:30 HL e a soma das energias liberadas pela superfície (em termos de fluxo de calor sensível e latente) e pela biomassa. Entretanto para a pastagem este mesmo cálculo mostra que a energia liberada pela superfície é insuficiente para explicar a variação observada do aquecimento da camada, os quais sugeriram a existência de uma fonte de energia extra, proveniente de fluxos advectivos vindos da floresta, que contribuiu para aquecer a camada no início da manhã sobre a pastagem. As estimativas realizadas com os resultados obtidos pelo modelo RAMS geraram valores da mesma ordem de grandeza dos fluxos de superfície suficientes para o fechamento do balanço, indicando a possível influência do termo advectivo para a erosão da CLN.

Santos (2007) estimou que a erosão na região Amazônica na estação chuvosa como na estação seca da região, em latitudes tropicais, começou a ocorrer por voltas das 07 HL em ambas as estações, e em torno das 08 HL a CLN já se encontrava erodida e uma CLC pode ser observada, com menor profundidade na época úmida. Destacou também que este tempo de erosão depende da intensidade da inversão térmica formada e dos fluxos de calor à superfície.

Edwards et al. (2014), através de simulações de LES para a CLN e a fase de transição com a CLC, observaram que até o momento da inversão dos fluxos à superfície, uma pequena redução do gradiente térmico da CLN foi verificada na simulação que inclui radiação de onda longa. Subsequentemente, com o avanço da radiação a CLC se desenvolve mais rapidamente, de modo que 4 horas após a transição esta é cerca de 40% mais profunda. Logo os autores enfatizam que os processos radiativos noturnos têm efeito importante sobre a erosão da CLN e, que devem ser considerados em simulações futuras. Esses processos radiativos são geralmente negligenciados nas simulações da CLN, no entanto, estudos anteriores usando modelos mais simples (por exemplo: Edwards (2009)) demonstraram que os processos radiativos podem ser significativos na CLN onde as trocas radiativas na parte superior da camada limite reduzirá sua estabilidade, o que ocasiona um maior aprofundamento.

Em um estudo realizado por Sokół et al. (2014) na Romênia usando um *ceilometer* para as estações da primavera e verão, foi encontrado que a erosão da CLN no caso

da primavera começa mais de uma hora (cerca de 80 minutos) depois do que no caso do verão. Além disso, o atraso entre o nascer do sol e o início do crescimento da profundidade da CLP pela manhã na primavera não é apenas maior em relação ao verão, mas também o processo de erosão perdura por mais tempo.

2.3 Energia Cinética Turbulenta (ECT)

A turbulência atmosférica representa um processo de transporte devido à intensa variabilidade das componentes da velocidade turbulenta, que proporciona uma constante mistura entre as camadas adjacentes de fluido, e assim, têm suas propriedades misturadas. Logo os escoamentos turbulentos são compreendidos por vórtices irregulares de vários tamanhos, os quais são relacionados uns com os outros (STULL, 1988). Esses vórtices se "alimentam" por outros de maior tamanho, em uma escala de milímetros até a altura da CLP. Uma de suas características principais é o processo de "cascata de energia", que é a dissipação da energia cinética em energia interna pela quebra dos vórtices maiores em vórtices menores. A transferência de energia de um vórtice para outro de tamanho diferente ocorre de uma forma não linear.

Desta forma a Energia Cinética Turbulenta (ECT) é uma variável importante na micrometeorologia, sendo uma medida para quantificar a intensidade da turbulência. A ECT refere-se à energia cinética associada às flutuações no campo de velocidade do vento, provocadas pela turbulência. Está diretamente relacionada ao impulso, calor e transporte de umidade através da camada limite. Essa energia é usualmente expressa em termos intensivos, ou seja, por unidade de massa.

A equação do da ECT, através dos seus termos individuais, descrevem os processos físicos que geram a turbulência (STULL, 1988). O relativo equilíbrio destes processos físicos determina a capacidade do fluxo para manter a turbulência ou tornar-se turbulento e, assim, indica a estabilidade do fluxo.

A equação do balanço da ECT média varia com o passar do tempo, em função dos diferentes mecanismos que atuam na CLP. Esta equação foi adaptada por Stull (1988), a partir da equação de Navier-Stokes e, considerando a homogeneidade horizontal da turbulência, sendo dada por:

$$\underbrace{\frac{\partial \overline{e}}{\partial t}}_{\mathbf{I}} = \underbrace{\frac{g}{\overline{\theta_v}}(\overline{w'\theta_v'})}_{\mathbf{II}} - \underbrace{\overline{u'w'}\frac{\partial \overline{U}}{\partial z}}_{\mathbf{III}} - \underbrace{\frac{\partial(\overline{w'e'})}{\partial z}}_{\mathbf{IV}} - \underbrace{\frac{1}{\rho}\frac{\partial(\overline{u'p'})}{\partial z}}_{\mathbf{V}} - \underbrace{\epsilon}_{\mathbf{VI}} \tag{2.1}$$

onde os termos representam:

- **I** – Armazenamento local ou tendência da ECT. Tem variação na magnitude da ECT com o tempo em qualquer altura, quando dominado por convecção livre pode ser intensificado para o valor máximo;
- **II** – Produção ou consumo de ECT por empuxo ou flutuabilidade. Isto é uma produção ou perda dependendo se o fluxo de calor sensível é positivo ou negativo, por isso a componente mais importante deste termo é o $(\overline{w'\theta'_v})$. Este termo tem característica de ser positivo e decrescer linearmente com a altura até aproximadamente 2/3 da CLC, sendo seu máximo encontrado na superfície. Quando positivo este termo representa os efeitos das termas na CM. Em condições estaticamente estáveis, tende a suprimir ou consumir a ECT;
- **III** – Produção de cisalhamento. O fluxo de momentum é usualmente oposto ao cisalhamento do vento médio, assim este termo resulta numa contribuição positiva para ECT quando multiplicado por um número negativo;
- **IV** – Transporte turbulento da ECT. Descreve como a ECT se movimenta de acordo com os turbilhões. Representa a divergência (criação) ou convergência (destruição) do fluxo da ECT;
- **V** – Correlação de pressão. Descreve como a ECT redistribui as perturbações de pressão. Este termo é extremamente difícil de medir na atmosfera, tendo flutuações muito pequenas da ordem de 0,05 hPa;
- **VI** – Dissipação de viscosidade da ECT. De um modo geral é a conversão de EC tem calor. A destruição de movimentos turbulentos é ótima para os vórtices de menores escalas. Pois, quanto mais intensa estas turbulências de menores escalas, maior a taxa de dissipação. A turbulência das menores escalas é dominada pela cascata de energia proveniente das grandes escalas.

A análise deste termo é importante para descrever como a turbulência ocorre dentro da CLP.

2.4 LES (Large-Eddy Simulation)

Na CLP os vórtices de maior tamanho (grandes vórtices) possuem a maior parte da energia e são os principais responsáveis pelas características físicas da camada,

especialmente na camada limite convectiva. São esses vórtices que transportam quase toda a grandeza de fluxo de calor e momentum e ocupam uma proporção razoável da camada, devido às suas dimensões (HUNT et al., 1988). A simulação de grandes vórtices (LES, sigla em inglês) é uma técnica numérica que vem sendo empregada para resolver as equações que regem os fluidos turbulentos, principalmente para CLP. Estes buscam resolver explicitamente os maiores vórtices no fluxo turbulento, entretanto os vórtices de menores escalas têm suas resoluções limitadas apenas pelo poder computacional disponível e são representadas por parametrizações. Assim, o LES pode simular dimensões de um metro ou menos, sendo relevantes para diversos estudos atmosféricos.

O modelo LES foi inicialmente proposto por Smagorinsky (1963) e Smagorinsky et al. (1965) para simular as correntes de ar atmosféricas. Porém, de acordo com Wyngaard (2004), este tem sua ideia original desenvolvida em trabalho feito por Deardorff (1970), cuja aplicação é uma aproximação do trabalho de Smagorinsky et al. (1965), no qual os autores utilizaram as determinações da física de sub-grade desenvolvida por Smagorinsky (1963) e Lilly (1967) – este último que, por sua vez, baseou-se na teoria do subintervalo inercial de Kolmogorov de 1941 (cascata de energia), proveniente dos trabalhos iniciais de previsão numérica de tempo de Richardson em 1922.

Desta forma, uma possível ordem cronológica dos trabalhos que desenvolveram o uso de modelos LES seria, Smagorinsky (1963), Lilly (1967) e Deardorff (1970), como descrito em Pope (2004). Entretanto, ressalta-se que a essência do LES foi inventada por Lilly (1967), como declarado mais recentemente pelo próprio Smagorinsky (KANAK, 2004).

O LES tem como princípio a simulação do comportamento dos grandes vórtices que contêm a maior parte da energia e a parametrização dos pequenos vórtices. A separação entre os vórtices é feita através de um filtro passa-baixa, ou seja, os vórtices de menor frequência (maiores comprimentos de onda) são filtrados e, simulados explicitamente, ao passo que os de maior frequência (menores comprimento de ondas) são parametrizados (NUNES, 2008). A escala dos grandes vórtices é denominada de escala resolvida, sendo que a escala dos vórtices menores é chamada de escala de subgrade ou escala de subfiltro.

A principal vantagem do LES em relação ao modelo RANS (*Reynolds Averaged Numerical Simulations*), que possui um menor custo computacional, é o aumento do nível de detalhe que pode se observar. Enquanto os métodos RANS fornecem

“médias” como resultados, sendo que o LES é capaz de prever características de fluxo instantâneo e resolver estruturas de escoamento turbulento. Em tempos em que o aumento da capacidade computacional está ocorrendo de forma acelerada, o modelo LES será, portanto, de crescente importância para a descrição de processos de turbulência e trocas turbulentas na atmosfera e nos oceanos e diferentes tipos continentais/biosfera.

Hoje em dia, o modelo LES é vastamente empregado em dinâmica dos fluidos, inclusive como base empírica para comprovação e desenvolvimento de modelos analíticos, como visto em Ayotte et al. (1996), dada a eficiência na parametrização da CLP e dos avanços nas estruturas computacionais.

A simulação dos grandes vórtices tem maior qualidade em situações onde os mesmos estão bem definidos. Isso acontece principalmente em uma camada limite convectiva, pois o efeito térmico é o principal fator na formação dos grandes vórtices. Além disso, os grandes vórtices têm um maior desenvolvimento longe dos contornos sólidos, como a superfície, que são locais onde as atuações dos pequenos vórtices são importantes, não são só como dissipadoras, mas também, como geradores de energia. Além disso, o modelo LES apresenta baixa precisão próxima à superfície (KANAK, 2004).

Como mencionado acima os grandes vórtices são comuns na CLC. Logo, o modelo LES apresenta dificuldade na simulação da CLN. Basicamente, o problema é que os vórtices característicos são muito menores na CLN do que na CLC, o que requer uma resolução muito mais fina e, consequentemente, maior esforço computacional. Entretanto, hoje em dia são cada vez mais comuns as simulações da camada limite noturna utilizando o LES (por exemplo Beare et al. (2006b), Maronga and Bosveld (2017)). Da mesma forma, o LES tem sido empregado com êxito na simulação das zonas de transição, como mostrado, por exemplo, em Goulart et al. (2003), Sorbjan (2007) e Khani and Porte-Agel (2017).

Sobre a importância das parametrizações de sub-grade nos modelos LES, Nunes (2008) afirma que esta é a maior responsável pela possível imprecisão do modelo, citando que na literatura há um grande número de parametrizações (SULLIVAN et al., 1994; PORTE-ANGEL et al., 2000; DEGRAZIA et al., 2007) e sua precisão é fundamental perto de contornos sólidos ou regiões de escoamento estaticamente estável. Entretanto, as atuais parametrizações são todas baseadas naquela originalmente apresentada por Smagorinsky (1963).

Uma nova versão do modelo LES foi implementada por Raasch and Schroter (2001),

para melhorar as simulações da turbulência dentro da CLP. Este modelo foi baseado nos métodos já estabelecidos e nos mesmos sistemas de equações utilizados no modelo LES anterior. Entretanto utilizou uma estrutura computacional paralelizada, denominado de ***PA****rallelized* ***L****ES* ***M****odel* (PALM), este modelo resolve as equações não-hidrostáticas de Boussinesq aproximadas de Navier-Stokes e usa um esquema de fechamento de sub-grade de uma e meia ordem. Contém um ciclo de água com formação de nuvens e processos de precipitação e leva em conta o resfriamento radiativo infravermelho na parte superior da nuvem. A integração do tempo é realizada usando o esquema de leap-frog. As condições de fronteira lateral do modelo são cíclicas e a teoria da similaridade de Monin-Obukhov é assumida entre a superfície e o primeiro nível de grade computacional acima.

Alguns estudos já vêm sendo realizados a partir da versão paralelizada do modelo LES como o de Maronga and Raasch (2013), que realizaram simulações sobre uma área heterogênea durante o experimento LITFASS-2003 (*"Lindenberg Inhomogeneous Terrain Fluxes between Atmosphere and Superface"*), ocorrido em Lindenberg na Alemanha, com dados de fluxo turbulentos de calor em superfície e perfis de radiossonda. Os autores avaliaram a formação de uma circulação secundária e seus impactos na CLC. Ainda utilizando de dados coletados no experimento LITFASS-2003, Maronga et al. (2014) realizaram simulações de alta resolução para investigar os efeitos da heterogeneidade superficial nos parâmetros de estrutura local da temperatura potencial e umidade específica na camada limite convectiva.

Neves (2015) realizou o primeiro estudo com o modelo PALM para a região da Amazônia, com o intuito de analisar as características da CLP em sua fase convectiva (CLC), através das análises do comportamento dos fluxos turbulentos de calor, umidade e momentum obtidos por meio das simulações. O estudo foi realizado com 3 diferentes conjuntos de dados representando: estação seca (RBLE3); estação chuvosa (WetAMC); e transição (RaCCI/LBA), considerando superfícies homogêneas com características de pastagem e floresta. O autor destacou que o modelo PALM mostrou-se eficiente nas simulações da CLP na região tropical tanto para a floresta quanto pastagem como, também, para os diferentes períodos sazonais.

Kaufmann and Fisch (2016) utilizaram o modelo PALM em estudo da evolução da CLC em superfície heterogênea comparando as simulações com dados de radiosondagem e de aeronave obtidos do Experimento GoAmazon 2014/5. Os autores observaram que, de uma maneira geral, o crescimento da CLC foi bem representado pelo modelo PALM. O modelo tendeu a subestimar a espessura da CLC durante o

período da manhã, embora tenha respondido satisfatoriamente ao decréscimo das forçantes de superfície no final da tarde.

Em estudo realizado para investigar o efeito da turbulência e a interação entre atmosfera e superfície no ciclo de vida da neblina de radiação noturna, foram utilizadas as simulações de alta resolução (MARONGA; BOSVELD, 2017). Os autores encontraram diferenças no ciclo de vida do nevoeiro, profundidade e teor de água líquida entre o PALM e observações que podem, como em estudos anteriores, serem largamente atribuídas à presença de processos locais de advecção nos dados observacionais e incerteza nos dados de medição utilizados para inicializar o modelo. Os autores mostraram também que a mistura turbulenta tem um forte impacto no tempo de formação de neblina, o que é complicado pela interação com o resfriamento radiativo e remoção de vapor de água por deposição de orvalho. Além disso, descobriu-se que a temperatura do solo perto da superfície desempenha um papel fundamental para o tempo exato da formação de neblina, enquanto que a umidade do solo superficial é decisiva para o tempo de elevação e dissipação da camada de nevoeiro.

Gronemeier et al. (2017a) investigaram os efeitos sobre a camada limite convectiva (CLC) do sombreamento das nuvens *cumulus* rasas e o potencial destas para gerar circulações secundárias, os autores apresentaram que por meio do modelo PALM foi possível comprovar que as sombras das nuvens influenciam a dinâmica do CLC e do campo de nuvens acima de uma superfície homogênea, bem como acima de uma superfície heterogênea. As sombras das nuvens podem aumentar ou enfraquecer as circulações secundárias já existentes. Já Gronemeier et al. (2017b) utilizou o modelo PALM para comparar os efeitos das estratificações neutra e instável na ventilação da cidade de Kowloon, Hong Kong, onde os autores indicaram que na vizinhança de edifícios, a ventilação foi mais fraca para estratificação instável do que para estratificação neutra.

Outras pesquisas micrometeorológicas vêm sendo realizadas através do modelo LES-PALM, destacando Hoffmann et al. (2017) que investigaram, através de um modelo de nuvem Lagrangeana (LCM, sigla em inglês), o mecanismo de formação de gotas de chuva em nuvens *cumulus* rasos, focando em que condições uma gota de nuvem cresce até atingir o tamanho de uma gota de chuva. Adicionalmente, Khani and Porte-Agel (2017), por meio da simulação do PALM investigaram o transporte de um escalar passivo a sotavento de um fragmento florestal sob condições atmosféricas de estabilidade neutra em terreno plano. Enquanto Heinze et al. (2017) simularam o perfil atmosférico, em um período de várias semanas, a fim de avaliar as caracterís-

ticas médias da CLP e a sua turbulência, no Experimento Observacional *Prototype* (HOPE, sigla em Inglês) durante o estudo de Alta Definição de Nuvens e Precipitação para o avanço da Previsão Climática (HD(CP2), sigla em inglês) conduzido na Alemanha.

Kurppa et al. (2018) realizaram um estudo de planejamento urbano para Helsinki (Finlândia), utlizando o modelo PALM para quantificar a influência dos edificios na dispersão e ventilação de poluentes atmosféricos, tal como as concentrações ao nível da superfície, e assim realizar um planejamento urbano. Os resultados encontrados pelos autores forneceram informações relevantes para reduzir concentração de poluentes na cidade.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição da área experimental

Os dados utilizados foram medidos na estação denominada T3 (03 ° 12' 36" S; 60 ° 36' 00" O) localizada ao norte do Município de Manacapuru no Estado do Amazonas, a cerca de 9,5 km de distância da área urbana, a uma distância aproximada de 11,5 km da margem esquerda do Rio Solimões, na confluência com a foz do Rio Manacapuru (Figura 3.1). O município de Manacapuru (03 ° 18' 15" S; 60 ° 37' 03" O) está localizado na região central da Amazônia, cerca de 84 km distante da cidade de Manaus e possui uma população de aproximadamente 95.000 habitantes, segundo o censo do IBGE (2016). A altitude da região é baixa, da ordem de 50-60 m.

Figura 3.1 - Localização geográfica do Município de Manacapuru, Amazonas e da área de estudo T3.

Fonte: Adaptado de Martin et al. (2016).

O local da coleta de dados (T3) é uma área desmatada, de vegetação de pequeno porte (pastagem), em uma clareira de 2,5 por 2,0 km situada próxima a uma estrada (AM-070) que conecta Manaus com Manacapuru, cercada por floresta nativa (MARTIN et al., 2016), como pode ser observada na Figura 3.2.

Figura 3.2 - Imagem da área de estudo T3.

Fonte: Produção do autor.

A região da Amazônia central, onde estava localizado o experimento, apresenta o clima tropical úmido caracterizado por temperatura e umidade elevadas e abundância de precipitação ao longo do ano, com total acumulado de 2.300 mm ano^{-1}. Este

clima é caracterizado pela intensidade elevada da radiação solar e pela grande disponibilidade de água na região devido às florestas, rios e lagos (FISCH et al., 1998). A temperatura média anual é de $26,7\,°C$, com valores médios das máximas de $31,2\,°C$ e mínimas de $23,7\,°C$. A amplitude das médias mensais são baixas, da ordem de $2,1\,°C$.

Os totais pluviométricos apresentam variações significativas ao longo do ano, com mínimo em agosto, de 50 mm mês^{-1} e máximo em março, de 330 mm mês^{-1} (ARAúJO et al., 2002). A estação chuvosa estende-se de dezembro a maio e apresenta alta umidade atmosférica ($\approx 92\%$). De acordo com Albrecht et al. (2011), o ambiente termodinâmico é predominantemente instável e favorável a convecção úmida. Por outro lado, a estação seca ocorre entre os meses de junho a setembro, na qual Albrecht et al. (2011) afirmam que ocorre um movimento de subsidência de grande escala na região, reduzindo a umidade em baixos níveis ($\approx 75\%$) e dificultando o desenvolvimento de convecção profunda. Isto não impede, entretanto, a formações isoladas de nuvens *Cumulus Nimbus*.

3.2 Medidas micrometeorológicas

As medições micrometeorológicas realizadas na estação T3 foram realizadas no âmbito do Projeto GoAmazon (*Green Ocean Amazon*) (http://campaign.arm.gov/goamazon2014), que estendeu-se de janeiro de 2014 a novembro de 2015, em uma colaboração entre diversas instituições de pesquisas do Brasil e do exterior. Essa parceria concentrou seu foco de estudo nos ciclos de aerossóis, das nuvens e da precipitação, como também, a interação entre esses elementos na vizinhança da pluma de poluição gerada em Manaus. O artigo de (MARTIN et al., 2016) descreve o experimento, principais objetivos e alguns resultados já alcançados.

Na região de Manacapuru também foram instalados outros instrumentos para obter medições do ciclo hidrológico, fluxos de energis, da CLP e outras variáveis micrometeorológicas, os dados provenientes destas medições estão disponíveis no site do ARM - *Climate Research Facility* (https://www.arm.gov). Foram definidos quatro períodos intensivos de observações (IOP, sigla em inglês) para as análises, a saber: o IOP1 e IOP3 do dia 15 de fevereiro a 31 de março de 2014 e 2015, respectivamente; e o IOP2 e IOP4 do dia 1 de setembro a 15 de outubro de 2014 e 2015. Os IOPs foram planejados para capturar o ápice das estações chuvosa (Fevereiro/Março) e seca (Setembro/Outubro) da região para os dois anos (2014- considerado um ano típico e 2015 – ano sob a influência do El Niño (EN)).

Para as observações da altura da CLP foram utilizados métodos de estimativas por técnicas de sensoriamento remoto, os quais foram comparados com medições *in situ* obtidas por radiossondagens, todos descritos a seguir.

3.2.1 Radiossonda (*in situ*)

O sistema de radiossondagens (RS) é um conjunto de sensores, que são transportados por balões meteorológicos, os quais fornecem medições dos estados termodinâmico (pressão, temperatura do ar e umidade relativa do ar) e dinâmico (velocidade e direção do vento) da atmosfera.

No experimento foram utilizadas medidas de RS obtidas através de um sistema de equipamentos DIGICORA (MW12) (*Vaisala Inc.*, Finlândia) usando radiossondas modelo RS92SVG. As RS eram acopladas em um balão meteorológico que possui, em média, uma taxa de ascensão de 5 m s^{-1} e, ocorreram às 02, 08, 14 e 20 Hora Local (HL), e durante as IOPs 1 e 2 foram realizadas radiossondagens extras no horário das 11 HL. Antes de serem lançadas, as RS são calibradas com dados medidos na superfície por instrumentos convencionais.

As RS obtiveram valores da pressão, altitude, posição geográfica (latitude e longitude), temperatura do ar (bulbo seco e do ponto de orvalho), umidade relativa e, velocidade e direção do vento. Através destes dados, pode-se obter a temperatura potencial (θ) e umidade específica (q). A partir do perfil vertical da θ e q pode-se determinar a altura da CLP, através da identificação do nível vertical onde ocorre um aumento sistemático da temperatura potencial e redução repentina da umidade específica denominado método dos perfis (SANTOS; FISCH, 2007; SEIDEL et al., 2010; WANG et al., 2016). Logo quando o perfil da θ e q excede o limite de 0,4 e 0,6 respectivamente, este é considerado o topo da CLP (Equações 3.1 e 3.2).

$$H_{CL} = H\left(\frac{\Delta\theta}{\Delta Z_1} > 0,4\right) \tag{3.1}$$

$$H_{CL} = H\left(\frac{\Delta q}{\Delta Z_1} > 0,6\right) \tag{3.2}$$

onde H_{CL} é o topo da CLP, ΔZ_1 é a diferença de altura adjacente (ΔZ_1 = 10 m) e $\Delta\theta$ e Δq são as variações de temperatura potencial e umidade específica, respectivamente.

3.2.2 Sensoriamento Remoto

Atualmente as medições por sensores remotos tais como Radar *Wind Profiler* (RWP), SODAR, *Ceilometer*, *Microwave Radiometer Profiler* (MWR) e *Lidar*, são amplamente utilizados para medições da CLP e apresentam bons resultados (BARLOW et al., 2011). A vantagem destes instrumentos é a sua alta taxa de amostragem, sendo que os resultados foram sempre comparados com as observações de radiossondagem.

3.2.2.1 Radar *Wind Profiler* (RWP)

Na região de estudo foram utilizados medições do Radar *Wind Profiler and* and RASS (*Radio Acoustic Sound System*) modelo RWP915 da Vaisala Inc. (Finlândia) para medições diretas e contínuas da CLP (Figura 3.3).

Figura 3.3 - Instrumento Radar *Wind Profiler* and RASS, instalado na estação T3.

Fonte: Produção do autor.

Os RWP são radares Doppler para detecção do perfil vertical do vento. Eles trabalham com frequência de 50 MHz a 16 GHz. O sistema RWP/RASS instalado no local é de 915 MHz e mede os perfis de vento. O transmissor RASS auxilia com a medição dos perfis de temperatura virtual. O RWP/RASS opera através da trans-

missão de energia eletromagnética na atmosfera e mede a intensidade e a frequência da energia retroespalhada, assumindo que os elementos de dispersão na atmosfera estão se movendo com o vento médio.

Por se tratar de um instrumento de alta frequência e por possuir menores intervalos de espaço entre as camadas, estes são bastante utilizados para observações da troposfera em especial da camada limite planetária. Assim, seguiu-se a metodologia utilizada por Wang et al. (2016), na qual foi estimada a altura da CLP através do perfil vertical do índice de refração eletromagnético do RWP, onde o máximo deste índice ocorre na parte superior da CLP.

3.2.2.2 SODAR

Na área experimental também foi instalado um Mini SODAR (*Sound Detection and Ranging*) (*SCINTEC*, Alemanha). Este equipamento monoestático consiste em uma antena emissora/receptora, com área de 1,96 m^2 e trabalha com uma potência de 10 W e frequência de aproximadamente 2 kHz (Figura 3.4). A partir do SODAR foram obtidos dados dos perfis da velocidade e direção do vento em um intervalo de tempo de 30 min e com um alcance máximo de 400 m de altura.

Figura 3.4 - Instrumento SODAR, instalado na estação T3.

Fonte: Produção do autor.

Por meio das medições por sensoriamento remoto do SODAR foi calculada a altura

da CLP, em sua fase noturna (CLN), através da determinação da altura do vento máximo (jato). Esta metodologia foi sugerida Neves and Fisch (2011) com bons resultados na Amazônia, por causa de seu limite operacional (400 m) e tendo em vista que a CLN na região possui uma profundidade média de 100 a 300 m.

3.2.2.3 *Ceilometer*

A CLP foi monitorada também através de um *Ceilometer* modelo CL31 da *Vaisala Inc.* (Finlândia) (Figura 3.5). Os *Ceilometers* são instrumentos de sensoriamento remoto do tipo *LIDAR*, que registram a intensidade do retroespalhamento óptico no comprimento de onda do infravermelho próximo, por meio da emissão de um pulso de luz na vertical, sendo executado de forma autônoma. E assim, obtêm-se a base das nuvens e, por meio desta é estimada à altura da CLP (SHUKLA et al., 2014; CARNEIRO et al., 2016).

Figura 3.5 - Instrumento *Ceilometer*, instalado na estação T3.

Fonte: Adaptado de ARM (2016).

Por se tratar de um instrumento de alta-frequência (possui uma taxa amostral de 16 s), este é uma ferramenta poderosa para rastreamento da altura da CLP ao longo do seu ciclo diário. Assim, pode-se observar todo o ciclo da CLP (em suas fases Diurna e Noturna) com um bom detalhamento. A intensidade de retroespalhamento

depende principalmente da concentração de partículas no ar, mas também, depende das suas propriedades reflexivas, que estão relacionadas com seu teor de umidade. Portanto, é útil para mapeamento tridimensional de aerossóis, sensoriamento remoto de poluentes no ar, emissões industriais e naturais.

Os *Ceilometers* envolvem medições, a partir de laser de retrodifusão, para determinar o coeficiente da parte atenuada, a partir do qual estes coeficientes dos aerossóis são obtidos e, assim, obtêm-se a base das nuvens e a altura da CLP.

3.2.2.4 *Microwave Radiometer Profiler* (MWR)

Utilizou-se também dados de um *Microwave Radiometer Profiler* modelo MP3000A da *Radiometrics Corp. Boulder* (Estados Unidos). Este instrumento fornece perfis verticais de temperatura, umidade, conteúdo de água líquido com taxa de amostragem de 60 s e valores médios em intervalos de aproximadamente 5 minutos (Figura 3.6).

Figura 3.6 - Instrumento *Microwave Radiometer Profiler* (MWR), instalado na estação T3.

Fonte: Produção do autor.

Os perfis são deduzidos a partir de medições de radiâncias de micro-ondas absolutos (expressos como "temperaturas de brilho") obtidos em doze diferentes frequências nos intervalos de 22-30 e 51-59 GHz. Este tipo de dados são úteis para a entrada

de modelos numéricos de previsão de tempo que exigem perfis de alta resolução temporais contínuas.

Os dados de perfil de temperatura do ar obtidos pelo MWR foram combinados com os perfis verticais de pressão das radiosondagens, a fim de interpolar estes para todo o ciclo diário, permitindo calcular o campo vertical de temperatura potencial eobter a altura da CLP pelo método dos perfis.

3.2.2.5 *Lidar*

Também foi utilizado para estimativas da altura da CLP um *Lidar* da *Halo Photonics* (Reino Unido) (Figura 3.7), um instrumento autônomo único e de última geração para detecção remota da atmosfera. Os sistemas são adequados para estudos meteorológicos da camada limite, como também, para medições de nuvens, perfil vertical do vento e monitoramento da qualidade do ar (GOUVEIA et al., 2017).

Figura 3.7 - Instrumento Doppler *Lidar*, instalado na estação T3.

Fonte: Produção do autor.

O *Lidar* é um instrumento ativo de sensoriamento remoto que fornece medições da velocidade radial e de retroespalhamento atenuado no tempo. O princípio de operação é semelhante ao radar em que pulsos de energia são transmitidos para a atmosfera, a energia espalhada de volta para o transceptor é recolhida e medida como um sinal resolvido no tempo. A partir do intervalo de tempo entre cada impulso

transmitido de saída e o sinal retrodifundido, a distância para o dispersor é inferida. A velocidade radial ou de linha de visada dos dispersores é determinada a partir do deslocamento de frequência Doppler da radiação retrodifundida. O *Lidar* utiliza uma técnica de detecção *heterodyne* (método de extração de informações codificadas como modulação da fase e/ou frequência do comprimento de onda) em que o sinal de retorno é misturado com um feixe de laser de referência (isto é, um oscilador local) de frequência conhecida. Um computador de processamento de sinal a bordo determina então a mudança de frequência Doppler a partir dos espectros do sinal. O teor de energia dos espectros Doppler também pode ser usado para determinar retroespalhamento atenuado.

O *Lidar* opera no comprimento de onda no Infra-Vermelho próximo (1,5 mícron) e é sensível à retrodifusão de aerossóis de tamanho micrométrico. Assim, é capaz de medir as velocidades do vento em condições de céu claro com uma precisão muito boa (normalmente 10 cm s^{-1}). O *Lidar* também possui capacidade de varredura hemisférica superior, permitindo o mapeamento tridimensional de fluxos turbulentos dentro da CLP. Através da variância da velocidade vertical (σw^2), fornecida pelo *Lidar*, foi utilizada a metodologia de Huang et al. (2017), onde os autores definem a profundidade da CLP como a camada em que σw^2 excede um determinado limite (0,1 m^2 s^{-2}).

A Tabela 3.1 apresenta uma síntese dos instrumentos utilizados, período de observação, resoluções temporais e espacial.

Tabela 3.1 - Síntese do aparato experimental.

	Radiossonda	**RWP**	**SODAR**	***Ceilometer***	**MWR**	***Lidar***
Tempo de observação	Jan de 2014 a Dez de 2015	Jan de 2014 a Dez de 2015	Fev de 2014 a Dez de 2015	Jan de 2014 a Dez de 2015	Out de 2014 a Dez de 2015	Jan de 2014 a Dez de 2015
Variáveis observadas	Pressão; Temperatura; Umidade; Velocidade do Vento; Direção do Vento;	Velocidade do Vento (u, v e w); Direção do Vento;	Velocidade horizontal (u,v) do Vento; Direção do Vento; Velocidade Vertical (w) do Vento;	Altura da base das nuvens; Altura da CLP; Visibilidade Vertical;	Temperatura; Umidade Relativa;	Variância da velocidade vertical (σw^2)
Resolução vertical (m)	10	60	10	–X–	100	30
Resolução temporal	4 a 5 vezes/dia	1 hora	30 min	16 s	60 s	10 min

Fonte: Produção do autor

3.2.3 Medidas de superfície

Em um experimento micrometeorológico, quer seja de longo período, quer em uma campanha intensiva, sensores de observações de alta e de baixa frequência são usados para determinar as características locais da turbulência na CLP, bem como o monitoramento do tempo, respectivamente. Estes sensores possibilitam medidas dos perfis turbulentos da CLP e possibilitam o entendimento de seus fenômenos.

Uma das medidas de grande importância para a descrição da CLP são as medidas dos fluxos de calor sensível e latente, sendo que estes foram monitoradas através de um sistema de *Eddy Covariance* composto de um analisador de gases (CO_2/H_2O) modelo LI-7500 (*Li-Cor inc.*, EUA) e um anemômetro sônico tridimendionsl modelo *WindMaster Pro* (*Gill Instruments*, UK). O sistema fornece medidas dos fluxos turbulentos de *momentum*, calor sensível, calor latente e dióxido de carbono à superfície computadas a cada 30 minutos e armazenadas em *datalogger*. Os fluxos turbulentos foram calculados através do produto da densidade média do ar, covariância média entre desvios instantâneos da velocidade vertical do vento com a razão de mistura do gás (CO_2/H_2O), temperatura ou umidade específica (q) (BURBA, 2013).

O Sistema *Eddy Covariance* utiliza estes instrumentos:

- Um anemómetro sônico tridimensional (3-D) de resposta rápida, para obter os componentes ortogonais do vento e a velocidade do som (utilizada para a derivação da temperatura do ar);
- Um analisador de gás no infravermelho por caminho aberto (IRGA), que obtém a densidade do vapor d'água e a concentração de CO_2;

Outras medidas de grande importância para a descrição da CLP são as medidas de radiação solar e terrestre, que determinam o saldo de radiação, bem como medições do fluxo de calor no solo. Estas são informações básicas que determinam as interações solo-atmosfera através do balanço de energia e afetam, assim, a CLP como um todo.

As medidas de radiação e fluxo de calor no solo foram realizadas a cada 30 minutos através do *Surface Energy Balance System* (SEBS), que consiste nas medidas da radiação solar e terrestre medidas através de radiômetros e do saldo de radiação através de um saldo radiômetro. Nesse sistema existe o acoplamento com sensores de medição do solo (temperatura e fluxo de calor).

Para verificar a precipitação durante os períodos de estudo foram utilizados dados

provenientes de um Disdrometro modelo *Parsivel*^{2} da OTT *Hydromet GmbH* (Alemanha), como também de pluviómetro do tipo bascula, modelo 260-2501-A *Tipping Bucket* da *NovaLynx Corp.* (Estados Unidos).

3.3 Cálculo da Erosão da CLN

Como mencionado anteriormente alguns modelos foram propostos para descrever esta fase e determinar o tempo exigido para a CLN ser erodida por completa. Estes modelos levam em consideração que a transição ocorre devido ao aquecimento da superfície, que vai enfraquecendo a estabilidade presente. Logo, neste estudo o cálculo para identificar o tempo necessário para destruição da CLN (erosão), e a mistura turbulenta convectiva se estabelecer pela manhã, foi realizado através da identificação de um método gráfico, no qual a altura (h_i) da camada limite durante a erosão é determinada pelo ponto de intersecção entre o último perfil com características noturnas, ao nascer do sol, as 06 HL, e o primeiro perfil diurno no qual começa a se identificar uma rasa mistura convectiva, horário da erosão (HE), como é apresentado no esquema da Figura 3.8. Para a realização destes método gráfico foi utilizado os perfis de θ obtidos a cada 30 minutos pelo MWR.

Figura 3.8 - Esquema dos perfis de temperatura potencial nos horários de 06 e 08 HL. A área hachuriada representa o aquecimento térmico da camada entre os horários.

Fonte: Adaptada de Fisch (1995).

Na situação descrita acima pode-se representar o aquecimento da CLN ($\partial\theta/\partial t$) segundo a metodologia usada por Vernekar et al. (1993), Fisch (1995), Santos (2007) e Neves (2010), da seguinte forma:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(\overline{w'\theta'}) + \overline{F} \tag{3.3}$$

em que ($\overline{w'\theta'}$) é o fluxo de energia proveniente da superfície, $\overline{F}$ é a fonte de calor para o aquecimento da camada. Nestas análises, em particular, os processos de fonte/sorvedouro são os transportes advectivos (pastagem). A contribuição do termo radiativo é desprezada nesta análise, em função de ser pequena em comparação com o balanço geral.

Realizando a integração da Equação 3.3, da superfície até a altura h_i e, fazendo a discretização dos termos analíticos, foi obtido que:

$$\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial\theta}{\partial t}\Delta z_i = (\overline{w'\theta'})_s - (\overline{w'\theta'})_b + \overline{F}\Delta z \tag{3.4}$$

sendo, os subscritos s e b são referentes aos fluxos de energia na superfície e associado com o entranhamento (topo da camada), respectivamente.

Diferentemente do que foi proposto por outros autores, para a resolução desta equação não será desconsiderado o fluxo de entranhamento $(\overline{w'\theta'})_b$, sendo utilizado o fluxo obtido pelas simulações do PALM para verificar o quanto este fluxo contribuiu para o aquecimento da camada. Portanto a Equação 3.4 torna-se:

$$\sum_{i=0}^{h}(\theta(HE) - \theta(06))\Delta z_i = (\overline{w'\theta'})_s - (\overline{w'\theta'})_b + \overline{F}\Delta z\Delta t \tag{3.5}$$

Desta forma, é possível resolver algebricamente a Equação 3.5, obtendo assim, as estimativas das energias envolvidas em $\overline{F}$, uma vez que os demais termos desta equação foram medidos durante o Projeto GoAmazon ou estimados por meio de simulação com o modelo PALM. Assim, os dados coletados durante os quatro IOPs foram utilizados para se obter maior detalhamento dos mecanismos envolvidos na erosão da CLN, como também, a influência da estação (chuvosa e seca) no tempo necessário para este processo ocorrer.

3.4 Modelo PALM-LES

A simulação numérica, em particular os modelos de Simulação de Grandes Vórtices (*Large Eddies Simulations* – LES), é uma importante ferramenta para os estudos e investigações de micrometeorologia e da camada limite. Esta ferramenta vem sendo amplamente utilizada para a determinação de variáveis que são de difícil medição, tal como a determinação do fluxo de entranhamento, do balanço de energia cinética turbulenta entre outras.

Raasch and Schroter (2001) implementaram o Modelo LES aplicando uma paralelização no modelo. Assim, foi desenvolvido o Modelo PALM (*A PArallelized Large-Eddy Simulation Model for Atmospheric and Oceanic Flows*) que é um modelo de simulação de grandes vórtices (LES) para os fluxos atmosféricos e oceânicos, que foi especialmente concebido para a realização de rotinas computacionais paralelas. O PALM vem sendo amplamente aplicado para estudar diferentes tipos de regimes de fluxos homogêneos (SCHROTER et al., 2000), heterogêneos da CLC (por exemplo: Letzel and Raasch (2003), Steinfeld et al. (2008)) na camada limite fracamente estável (STEINFELD et al., 2007), bem como sob condições neutras (LETZEL et al., 2008). O modelo tem demonstrado uma estrutura computacional com ótimo desempenho.

Por padrão o PALM tem seis quantidades prognósticas como um todo: os componentes de velocidade u; v; w em uma grade cartesiana, a temperatura potencial da água líquida $(\theta)_l$, conteúdo de água (q), e a energia cinética turbulenta (ECT). A separação de escalas resolvidas e de sub-grades (SGS) é implicitamente resolvida pela média das equações governantes (ver Seção 3.4.2) sobre os volumes de grade cartesiana discreta, tal como proposto por Schumann (1975). Além disso, é possível executar o PALM em um modo de simulação numérica direta, ao desligar a equação prognóstica para o SGS-ECT e estabelecendo uma difusividade turbulenta constante. As condições limites laterais do modelo podem ser configuradas como cíclicas e a lei de similaridade de Monin-Obukhov é assumida entre a superfície e o primeiro ponto de grade computacional acima.

Outra característica do PALM é possuir um esquema de radiação de onda longa que se baseia na parametrização da emissividade de nuvens e para a condensação considera que o ar dentro da caixa de grade se aplica um simples esquema inteiramente não saturado ou saturado.

3.4.1 Técnica de Paralelização

A técnica de paralelização consiste em executar um programa de computador ou sistema para processar dados em paralelo. Normalmente, os programas computacionais calculam os dados em série, tal que as instruções são executadas separadamente em um único processo por vez. Enquanto a paralelização computacional divide um problema em partes menores, que podem ser resolvidas independentemente, ao mesmo tempo, por recursos de computação discretos, e assim chegam a uma solução muito mais rápida do que os programas que executam processos em série (PACHECO, 2011).

A paralelização tem sido usada por muitos anos, especialmente no campo da modelagem numérica. Em que, a técnica utilizada por Raasch and Schroter (2001) no modelo LES para fluxos na camada limite no desenvolvimento do PALM, foi alcançada através do método de decomposição bi-dimensional do domínio (Figura 3.9).

Figura 3.9 - Demonstração da decomposição bidimensional do domínio. Os subdomínios de cada elemento processador (PE) estão marcados com número. Os pontos de grade nas paredes laterais dos subdomínios (retângulos sombreado) forem armazenados quase consecutivamente na memória, índices de matriz, quando estão dispostos como f (k, j, i).

Fonte: Adptado de Raasch and Schroter (2001).

O domínio total computacional foi dividido em subdomínios de iguais dimensões, que são atribuídos aos elementos de processamento (PE's, sigla em inglês), um subdomínio para cada PE, onde todos os PE's resolvem os conjuntos de equações do modelo em seu subdomínio. No PALM a decomposição foi feita em duas direções x e y horizontais. A decomposição do domínio desta maneira garante que todos os subdomínios tenham propriedades idênticas, especialmente nas condições de contorno de topo e de fundo.

Além disso, a decomposição oferece escalabilidade até vários milhares de PE's. Em tal caso, uma decomposição unidimensional exigiria ao modelo ter vários milhares de pontos de grade em pelo menos uma direção.

3.4.2 Equações Governantes

O PALM é baseado na resolução das equações de Navier-Stokes através da aproximação não hidrostática, fluído incompressível na forma aproximada de Boussinesq, como também, nas equações para a conservação de energia, massa e umidade (MARONGA et al., 2015). Essas equações são filtradas (filtro passa-baixa) através de um esquema de tamanho de grade, são elas:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial u_i u_j}{\partial x_j} = -\epsilon_{ijk} f_j u_k + \epsilon_{i3k} f_3 u_{gk} - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p^*}{\partial x_i} + g\frac{\theta_v - \theta_{v0}}{\theta_{v0}}\delta_{i3} - \frac{\partial}{\partial x_j}(\overline{u_i'' u_j''}) \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0 \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = -\frac{\partial}{\partial x_j}(\overline{u_j'' \theta''}) + \frac{Le}{C_p \Pi}\Phi \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u_j \frac{\partial q}{\partial x_j} = -\frac{\partial}{\partial x_j}(\overline{u_j'' q''}) + \Phi \quad (3.9)$$

em que, i, j, $k \in \{1, 2, 3\}$. u_i são as componentes de velocidade (u, v, w) com x_i sendo a localização (x, y,z), t é o tempo, f_j é o parâmetro de Coriolis (f_j = 0,2Ω cos(ϕ), 2 Ω sen(ϕ)), com Ω sendo a velocidade angular da Terra e ϕ sendo a latitude geográfica. u_{gk} representa as componentes da velocidade do vento geostrófico, ρ_0 é a densidade do ar seco, p^* é a perturbação de pressão e g é a aceleração gravitacional.

A temperatura virtual é apresentada por θ_v, onde esta é calculada por:

$$\theta_v = \theta(1 + 0,608q - q_l) \tag{3.10}$$

no qual θ é a temperatura potencial, q é a umidade específica e q_l é a razão de mistura da água líquida. A temperatura potencial (θ) é definida como:

$$\theta = \frac{T}{\Pi} \tag{3.11}$$

onde T é a temperatura absoluta e o termo Π é a função Exner, esta função é um parâmetro importante na modelagem atmosférica. A função de Exner pode ser descrita como uma pressão adimensionalizada, é expressa por:

$$\Pi = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{R_d/C_p} \tag{3.12}$$

com p sendo a pressão hidrostática do ar, a pressão de referência $p_0 = 1.000$ hPa, R_d a constante específica do gás para ar seco, e C_p o calor específico do ar a pressão constante.

Além disso, nas Equações 3.6 a 3.14 Le é o calor latente de evaporação, e Φ é o termo fonte/sumidouro de q_l, onde esse processo ocorre através da condensação/evaporação.

De acordo com Riechelmann et al. (2012), todas as variáveis nas Equações 3.6 a 3.14 são filtradas, entretanto as variáveis sobrelinhadas demonstram que a quantidade filtrada é omitida exceto aos termos dos fluxos de sub-grades (SGS), e as variáveis que apresentam aspas duplas representam as componentes de SGS, como a energia cinética turbulenta de SGS (SGS-ECT) expressa por:

$$e = \frac{1}{2}\overline{u_l'' u_l''} \tag{3.13}$$

A turbulência de SGS é parametrizada no modelo segundo Deardorff (1970) que inclui uma equação prognóstica para SGS-ECT:

$$\frac{\partial e}{\partial t} + u_j \frac{\partial e}{\partial x_i} = -\overline{u_i'' u_j''} \frac{\partial u_i}{\partial x_i} + \frac{g}{\theta_v 0} \overline{u_3'' \theta_v''} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\overline{u_j'' \left(e'' + \frac{p''}{\rho_0} \right)} \right] - \varepsilon \tag{3.14}$$

em que a taxa de dissipação é representada por ε.

3.4.3 Configurações do modelo PALM

Nas análises realizadas através do modelo PALM para avaliar as características da evolução da camada limite convectiva na região de estudo, assumiu-se condições de superfície homogênea (somente área de pastagem), considerando-se 8 dias típicos para cada IOP.

Para isso, foi utilizada uma configuração inicial do modelo sugerida por Brown et al. (2006) e Kurppa et al. (2018), com domínio horizontal do modelo (x, y) de 10 km x 10 km e vertical (z) de 5,0 km, com espaçamento de grade de 50,0 m na escala horizontal (Δx, Δy) e na escala vertical (Δz), centralizados sobre as coordenadas geográficas da T3 (Figura 3.10).

Figura 3.10 - Representação espacial do domínio usado no experimento através do modelo PALM.

Fonte: Produção do autor.

Esta configuração foi escolhida por ser possível observar o desenvolvimento de *Cumulus* convectivos rasos (como foi observado por Brown et al. (2006)), além de ser uma escolha mais adequada para o custo computacional e uma resolução adequada para obter o máximo das características das saídas do modelo (KURPPA et al., 2018).

Como o foco principal desta tese é a fase de erosão da CLN, a inicialização das simulações numéricas tiveram seu início por meio dos perfis verticais das radiossondas realizada às 02 HL, utilizando os perfis da temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e das componentes do vento (u e v), obtidas no experimento GoAmzon 2014/5. Também foram utilizados, para inicialização do modelo, os dados observacionais de fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) a superfície. Outro fator utilizado na caracterização das superfícies foi o comprimento de rugosidade com valor de 0,02 m escolhido de acordo com Neves (2015).

As simulações utilizaram como condições iniciais, para representar os IOPs chuvosos e secos, os dados de fluxos de superfície e os perfis de radiossonda descritos anteriormente (Seções 3.2.1 e 3.2.3). E tiveram tempo de simulação de 12 horas após o perfil de inicialização, sendo integrado a partir das 02 HL até as 13 HL com o tempo de *spin-up* do modelo de 1 hora (tempo que o modelo leva para abordar seus próprios resultados após ser iniciado a partir de outras condições iniciais), segundo recomendação de Neves (2015).

As simulações foram validadas confrontando os perfis produzidos pelo PALM das variáveis de temperatura potencial (θ) e umidade específica (q) com os perfis verticais obtidos pelas radiossondagens nos horários padrões das 02, 08 e 11, sendo estes considerados como referência da atmosfera real por serem medidas *in situ* (Figura 3.11).

Figura 3.11 - Validação das saídas do PALM, comparando as simulações (Linha Contínua) e observações (Linha Tracejada), o exemplo do dia 05 de março de 2014.

Fonte: Produção do autor.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Analise meteorológica dos anos de 2014 e 2015

Analisando as variáveis meteorológicas, foi verificado que a precipitação acumulada foi distinta entre os anos (Figura 4.1). O ano de 2014 mostrou-se semelhante à normal climatológica (2.300 mm), com um total precipitado de 2.451 mm. A normal climatológica apresentada é para a cidade de Manaus, extraída de INMET (2018). Esta alta precipitação sobre a região pode ser entendida como a resposta da flutuação dinâmica do centro de convecção quase permanente, associado com a alta taxa de evapotranspiração local, o que contribui para a reciclagem do vapor de água e precipitação (NOBRE et al., 2009; ROCHA et al., 2017).

Figura 4.1 - Acumulado mensal de precipitação (mm) para o ano de 2014, 2015 e Normal Climatológica.

Fonte: Produção do autor

Durante o ano de 2014 o acumulado de precipitação mensal sempre esteve acima dos 50 mm mês^{-1}, sendo que, entre os meses de janeiro a maio que caracteriza a estação chuvosa da região, foram registradas precipitações acumuladas acima dos 180 mm mês^{-1}, O mês de março (410 mm mês^{-1}) apresentou a maior precipitação. A partir do mês de junho houve uma redução no acumulado de chuva, o que veio a acarretar

em mínimos registrados em agosto e setembro, que marca o início da estação seca da região, com totais de 91 e 88 mm mês^{-1}, respectivamente. Esta redução nos totais precipitados ocorre em função que a região central da Amazônia está situada sob o ramo descendente da convecção sazonal da América Central, induzindo um período de menor volume de chuva, sendo que este comportamento está em consonância com o ciclo anual da atividade convectiva na região. Após este período com baixa precipitação (período seco), voltou a ocorrer maiores volumes de chuva nos meses de outubro e novembro (fim da estação seca) e, dezembro, mês que inicia o período chuvoso (MARENGO et al., 2017).

Por outro lado, o ano de 2015 registrou uma redução significativa (aproximadamente 30%) do total pluviométrico em relação a o ano anterior, registrando um acumulado anual de 1.764 mm, ficando abaixo da normal climatológica. Essa redução está associada à ocorrência de um evento de El Niño (EN) (MACEDO, 2016; NEWMAN et al., 2018). Nos meses representativos da estação chuvosa (janeiro a maio), foi observado no mês de janeiro o maior registro de precipitação durante o ano, de 420 mm mês^{-1}. Entretanto, nos meses seguintes, pode-se observar uma redução nos acumulados mensais. Durante a estação seca foi observada uma redução significativa na precipitação, sendo que o acumulado mensal da estação não chegou a atingir 70 mm mês^{-1}, com o mês de setembro apresentando uma precipitação de apenas 5 mm mês^{-1}. O evento EN (2015/2016) foi considerado um dos mais intensos dos últimos anos, com intensidade semelhante aos ocorridos entre os anos de 1982/83 e 1997/98 (ECMWF, 2017).

Observa-se na Figura 4.2 os ciclos mensais dos fluxos de energia a superfície durante os anos de 2014 (linha azul) e de 2015 (linha vermelha). O saldo de radiação (Rn) (Figura 4.2 A) no ano de 2014 apresentou o ciclo diário anual bem definido, com seus mínimos semelhantes ao longo do ano, em torno de -50 W m^{-2}, no período da noite. Os maiores registros ocorrem no período vespertino, sendo estes distintos entre as duas estações, em função da quantidade de nuvens presente na atmosfera, em especial no período chuvoso, que impede a incidência direta da radiação solar na superfície. Em florestas tropicais as mudanças sazonais na cobertura das nuvens são o principal fator a influenciar a incidência da radiação solar. Na estação chuvosa verificou-se máximos do Rn variando entre 300 (maio) e 450 W m^{-2} (abril), ao passo que, na estação seca, devido a menor presença de cobertura de nuvens, registrou-se máximos de até 600 W m^{-2} (agosto e setembro). Para o ano de 2015 o Rn também mostrou um ciclo diário anual bem definido, com os menores fluxos à noite inferior a -40 W m^{-2}, apresentando crescimento até o período vespertino. Os maiores registros,

assim como em 2014, ocorrem na estação seca, porém com uma elevação no máximo registrado, de 635 W m^{-2} (agosto e setembro). Esta maior disponibilidade energética no período seco de 2015 comparado ao de 2014 é devido a uma menor cobertura de nuvens, característicos nos anos com ocorrência de evento EN (MACEDO; FISCH, 2018). A estação chuvosa se comportou de modo análogo a 2014, com pouca variação entre os valores e picos máximos da ordem de 480 W m^{-2}.

Figura 4.2 - Variação temporal do Saldo de Radiação (Rn) (W m^{-2}) A), Fluxo de Calor Latente (LE) (W m^{-2}) B), Fluxo de Calor Sensível (H) (W m^{-2}) C) e Fluxo de Calor no Solo (G) (W m^{-2}) D) durante o ano de 2014 (linha azul) e 2015 (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

O fluxo de calor latente (LE) (Figura 4.2 B) exibiu um ciclo mensal semelhante ao Rn para os dois anos em análise. No ano de 2014 as maiores intensidades fo-

ram registradas nos meses de fevereiro a julho e, com máximo de 370 W m^{-2}, o que representou cerca de 75% do Rn. Isso ocorreu em resposta a maior disponibilidade hídrica presente no solo e na atmosfera, proveniente das altas precipitações ocorridas nos meses anteriores. Durante os meses representativos da estação seca, observou-se uma redução nos fluxos de LE, para valores de 230 W m^{-2} (agosto) a 270 W m^{-2} (novembro). Valores semelhantes também foram observados por Gerken et al. (2017), para um outro sítio experimental do GoAmazon 2014/5. Para o ano de 2015 a intensidade do LE foi menor. Os maiores registros ocorreram a partir do mês de fevereiro, porém prolongado apenas até abril. Notou-se que o mês de fevereiro apresentou o maior registro (370 W m^{-2}), sendo que esse máximo ocorreu em resposta alta taxa de precipitação ocorrida em janeiro, que foi o mês mais chuvoso no ano de 2015. Esses resultados representam uma partição de, aproximadamente, 70% de Rn para LE. Os resultados encontrados são um comportamento padrão para região (ARRUDA, 2011; GERKEN et al., 2017). No entanto, na estação seca, foi possível observar uma redução significativa dos valores de LE (150 W m^{-2}), representando uma atenuação de cerca de 60% em relação a estação chuvosa. Esta maior redução observada deve-se a influência do evento EN.

O fluxo de calor sensível (H) no ano de 2014 apresentou valores inferiores aos do LE durante todo o ano, sendo um pouco acima dos 100 W m^{-2}, que demonstra que apenas uma pequena fração do Rn é transferido para o fluxo de H (Figura 4.2 C). Durante a estação chuvosa, os meses de janeiro a março, o H exibiu valores variando entre 30 a 60 W m^{-2}, o que representou uma parcela de 10% do Rn, enquanto que no mês de abril foi registrado um aumento significativo do H (100 W m^{-2}) Entretanto, após este mês, H voltou a mostrar uma redução nos meses seguintes. O fluxo de H volta a registrar uma elevação nos meses de agosto e setembro, para valores em torno de 115 W m^{-2}, meses mais secos e com a maior intensidade do Rn. Ao longo ano de 2015, diferente do que foi verificado em 2014, o fluxo de H mostrou uma maior partição do Rn para H durante o mês mais seco (setembro). Durante a estação chuvosa verificou-se o dobro na intensidade de H, aproximadamente 130 W m^{-2}. Entretanto, no período seco foi observada uma maior partição do Rn para H, aproximadamente 60%, com máximo de 270 W m^{-2}.

O fluxo de calor no solo (G) apresenta variações mínimas ao longo das análises para ambos os anos (Figura 4.2 D). Em 2014 estes valores oscilaram entre -22 W m^{-2}, durante a noite, para 50 W m^{-2}, no período diurno, o que representa uma pequena parcela do Rn disponível. Arruda (2011) menciona que, independe da estação, este fluxo é sempre baixo, limitando-se a 5% da energia total disponível. Porém,

na estação seca de 2015 pode-se observar um leve incremento nos registros de G, ultrapassando os 50 W m^{-2}.

O comportamento da temperatura do ar a 2 metros (Figura 4.3) apresentou pequena variação ao longo do ano, devido aos altos valores de energia incidente na superfície. As variações térmicas diárias apresentaram amplitude térmica variando entre e 8,5 (estação chuvosa) a 12,5 °C (estação seca). Estes resultados se encontram em consonância com a amplitude anual da região (WILLIAMS; SáTORI, 2004).

Figura 4.3 - Variação da temperatura do ar (°C) durante os anos de 2014 A) e 2015 B).

Fonte: Produção do autor

Nos dois anos estudados os valores mínimos foram registrados entre 00 e 06 HL, com o ano de 2014 (Figura 4.3 A) apresentando valores semelhantes em todo ano, da ordem de 24 °C. O ano de 2015 (Figura 4.3 B) apresentou temperaturas levemente inferior, da ordem de 23,5 °C. Os valores mais elevados estiveram localizados, em média, entre 09 e 17 HL em ambos os anos. Observa-se que o ano de 2014 apresentou máximas temperaturas variando de 30,5 (estação chuvosa) a 32,5 °C (estação seca). Todavia o ano de 2015 mostrou máximas temperaturas variando de 30,5 (estação

chuvosa) a 36 °C (estação seca). Os valores mais quente (aproximadamente de 4 °C) na estação seca de 2015 deve-se a ocorrência do evento EN, que, como descrito anteriormente, acarretou em uma maior intensidade de H.

A caracterização do vento, em estudo da CLP, é importante para entender as condições da atmosfera local (Figura 4.4). Percebe-se que nos anos em estudo, o vento predominante foi de nordeste (NE) e ressalta-se que a velocidade do vento na região amazônica é considerada fraca.

Figura 4.4 - Direção e Velocidade do Vento (m s^{-1}) à superfície durante os anos de 2014 A) e 2015 B).

Fonte: Produção do autor

Nota-se que, em média, o ano de 2014 apresentou variação da velocidade do vento entre 0,5 (período noturno) a 5,0 m s^{-1} (período diurno) (Figura 4.4 A). Com relação à diferença entre ventos diurnos e noturnos, as velocidades do vento tendem a aumentar de valor no decorrer do dia, desde o nascer do sol, até por volta do meio da tarde, diminuindo posteriormente. Durante o ano de 2015 verificaram-se velocidades variando de 0,7 (período noturno) a 5,0 m s^{-1} (período diurno) (Figura 4.4 B). Porém

observa-se que no ano de 2015 há uma maior ocorrência nos ventos mais fortes. Os ventos de Norte, em ambos os anos, referem-se a ventos calmos, que coloca-se como vento de direção 0 (Norte).

Analisando o perfil médio anual da temperatura potencial (θ) (Figura 4.5 A e B) e umidade específica (q) (Figura 4.5 C e D) para os horários de lançamento de radiossonda, foi possível observar que o ano de 2014 (Figura 4.5 A e C), nos horários de 02 e 08 HL, apresentou uma estabilidade estática fortemente estável próximo à superfície. Isto é típico da CLN, com valores de θ de 297,2 e 298,0 K a superfície, respectivamente, enquanto que q permaneceu com valores constantes nestes horários, de 19,0 g kg^{-1}. Este intervalo demonstrou um gradiente vertical na atmosfera livre θ de 11 e 10 K km^{-1} às 02 e 08 HL, respectivamente e q de -9,0 g kg^{-1} km^{-1} em ambos os horários. No ano de 2015 (Figura 4.5 B e D) a média anual nestes horários (02 e 08 HL) próxima a superfícies demonstrou, assim como observado em 2014, estabilidade estática fortemente estável, com resultados de θ de 297,1 e 298,7 K e, q de 19,0 e 20,0 g kg^{-1}. O gradiente vertical foi de 13,0 e 12,0 K km^{-1} θ (às 02 e 08 HL) e de -10,0 e -11,0 g kg^{-1} km^{-1} q (às 02 e 08 HL).

Às 14 HL foi verificado no ano de 2014 uma estratificação mais instável, θ mais elevada nas camadas mais próximas a superfície, de 301,0 K, que está de acordo com o ciclo diurno para a região, que oscila entre valores mínimos de 295,0 K às 06 HL e máximos de 301,0 K às 14 HL. A variável q apresentou uma atmosfera mais seca neste horário, de 17,0 g kg^{-1}. O ciclo diário de q apresenta os maiores valores durante as primeiras horas do dia (relacionado com a intensa evaporação) e uma redução no período vespertino (associado ao entranhamento de ar seco, em função do aumento da profundidade da camada), reduzindo a umidade nas porções mais baixas da CLP. Acima da CLP foi constatado um gradiente vertical da na atmosfera livre θ de 8,0 K km^{-1} e, q de –11,0 g kg^{-1} km^{-1}.

Para 2015 o horário das 14 HL também demonstrou uma estratificação instável, porém com θ ainda mais elevado, de 303,0 K, e uma atmosfera mais seca, com q de 15,0 g kg^{-1}. Estes resultados estão coerentes com um período mais seco devido ao EN. Na atmosfera livre foi constatada um gradiente vertical de 7,0 K km^{-1} para θ, e de -7,0 g kg^{-1} km^{-1} para a variável q.

Às 20 HL a atmosfera começa a demonstrar características semelhantes às da primeira hora da manhã em ambos os anos, com estabilidade estática estável se formando próximo à superfície. θ apresentou a superfície médias de 298,0 K (2014) e 299,0 K (2015), enquanto que q, demonstrou resultados de 18,0 g kg^{-1} (2014) e 17,0

Figura 4.5 - Média anual do perfil vertical da temperatura Potencial (θ) (K) (A e B) e umidade especifica (q) (g kg^{-1}) (C e D) durante os anos de 2014 (A e C) e 2015 (B e C).

Fonte: Produção do autor

g kg^{-1} (2015). O gradiente vertical neste horário foi de 11,0 K km^{-1}, em 2014, e 12,0 K km^{-1}, em 2015, para θ, e de -10,0 g kg^{-1} km^{-1} (2014), e -9,0 g kg^{-1} km^{-1} (2015), para q.

Por meio das medições *in situ*, realizadas por radiossondas (RS), e por diferentes sensores remotos (*Ceilometer*, SODAR, *Lidar*, RWP), foi possível analisar o comportamento do ciclo médio diário da CLP, durante os anos de estudos (Figura 4.6). Desta forma ao comparar as medidas de RS *in situ* com os sensores remotos utilizados para avaliar o ciclo diário da CLP, foi verificado que o *ceilometer* mostrou resultados mais satisfatórios em comparação as medições da RS, para os dois anos de estudos nas médias anuais, como também, ao longo do ciclo diário mensal da CLP (ver Apêndice A). O *ceilometer* apresentou uma pequena subestimativa ($\approx$ 50 m) ou superestimativa ($\approx$ 25 m) na fase de decaimento da convecção nos meses chuvosos e secos, respectivamente. Porém durante a CLC, quando a convecção é intensa, o *ceilometer* exibe valores em consonância com a RS. O SODAR, que devido ao seu alcance vertical foi utilizado apenas para medidas na fase da CLN, em geral, subestimou os valores desta, em especial, no ano de 2015, no qual subestimou em aproximadamente 150 m, em todos os horários do ciclo anual médio, como também ao avaliar o ciclo mensal. Entretanto para 2014, as medidas do SODAR tiveram melhores resultados, subestimando no fim da CLN ($\approx$ 50 m) (entre 02 e 07 HL) na média anual, e nos meses mais chuvosos (fevereiro e março), nos horários de 00 e 06 HL. Por outro lado, o *Lidar* apresentou medições satisfatórias, principalmente na fase de erosão da CLN e desenvolvimento da CLC, resultados que estão de acordo com descritos por Huang et al. (2017), onde os autores afirmam que o *Lidar* produz valores semelhantes a profundidade da CLP durante o período de transição. Após este período, o *Lidar* mostra uma subestimativa ($\approx$ 125 m), na fase final da CLC, onde começa a ocorrer o decaimento da convecção. O RWP apresentou resultados coerentes durante a fase convectiva, embora tenha superestimado ($\approx$ 175 m) durante a CLN. As detecções mais eficazes da altura da CLP encontradas no RWP e no *Lidar* em comparação com RS, observadas durante a fase diurna, estão em conformidade com os encontrados por Wang et al. (2016), que destacam que no período diurno as medidas baseadas no RWP e no *Lidar* tem cerca de 90% de eficácia. Entretanto, estes mesmos autores ainda afirmam que, para o RWP a eficácia foi reduzida para menos de 60% ao final do dia, em função da presença de uma estrutura multicamada, com a presença de CR e CLN, o que vem a produzir uma falsa identificação da altura da CLP.

Em função do *ceilometer* ter apresentado os melhores resultados ao longo do ciclo

diário, este instrumento será usado para o maior detalhamento das características da CLP. Assim foi verificado que o ano de 2014 (Figura 4.6 A) no período noturno (entre 00 e 06 HL) a CLP apresenta características estáveis (CLN), sendo que a média anual demonstrou que essa fase possui alturas médias entre 225 e 470 m. Os dados apresentados neste intervalo de tempo possuem um valor baixo do desvio padrão (σ), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, da ordem de 15 m (Tabela 4.1). Para o ano de 2015 (Figura 4.6 B), a CLN apresentou alturas médias variando entre 200 e 420 m; entretanto, nota-se que a CLN neste ano foi mais estável, demonstrando uma redução na sua altura ao longo do período. Durante este ano também foi evidenciado o dobro do σ, da ordem de 35 m, o que implica em uma maior variabilidade temporal das condições meteorológicas. Esta oscilação observada pode estar relacionada com a maior ocorrência de turbulência mecânica intermitente em função do cisalhamento do vento (SANTOS et al., 2007).

Figura 4.6 - Média anual da Altura da Camada Limite Planetária (m) durante os anos de 2014 A) e 2015 B).

Fonte: Produção do autor

A partir das 06 HL, quando inicia a erosão da CLN, no ano de 2014 a CLP apresentou taxa de crescimento baixa para o período, de 38 m h^{-1} (entre 06 e 09 HL). Esse resultado ocorre por se tratar de uma fase de transição, quando acontece um aumento

gradativo da convecção da atmosfera (BEARE, 2008). Deste modo, a média anual do ano de 2014 mostrou que a erosão da CLN ocorreu totalmente às 9 HL. Para o ano de 2015 esta fase apresentou uma maior taxa de crescimento, de 52 m h^{-1} (entre 06 e 09 HL), sendo que a erosão da CLN ocorreu de forma um pouco mais rápida, estando totalmente destruída às 08:30 HL. Este resultado está associado a ocorrência o evento EN, proporcionando um período mais seco e uma elevação dos fluxos de Rn e H nas primeiras horas do dia.

Após a erosão da CLN começa a ocorrer a fase de desenvolvimento (CLC) de crescimento da CLP e a convecção associada. Nota-se que no ano de 2014, devido aos baixos valores de H (ver Figura 4.2 C), ocorreu um desenvolvimento pouco acentuado da altura da CLP. No intervalo entre 9 a 11 HL, ela encontra-se em crescimento e considera-se como uma CLC rasa. Com o aumento da radiação disponível à superfície verifica-se um aumento mais acentuado da profundidade da CLP, com taxa de crescimento médio de 105 m h^{-1}, sendo que às 12 HL a CLC já está bem estabelecida com uma altura típica de 1.250 m. Em 2015, a fase de desenvolvimento da CLC (entre 09 a 11 HL) apresentou um crescimento mais acentuado que o ano anterior, o que está relacionado aos maiores valores de H (ver Figura 4.2C), ocorrendo assim uma taxa de crescimento médio de 110 m h^{-1} e, como no ano anterior às 12 HL, a CLC encontra-se bem estabelecida com uma altura típica de 1.300 m.

Tabela 4.1 - Desvio Padrão (σ) e Taxa média de crescimento (m h^{-1}), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, do ciclo médio diário da CLP para os anos de 2014 e 2015.

2014					
Horário (HL)	00 a 06	06 a 10	10 a 12	12 a 17	17 a 19
σ	15	133	220	115	119
Taxa de Crescimento	2	38	105	-15	-82
2015					
Horário (HL)	00 a 06	06 a 09	09 a 12	12 a 17	17 a 19
σ	32	167	225	96	179
Taxa de Crescimento	-7	52	110	-12	-119

Fonte: Produção do autor

No período em que a CLC já se encontra bem estabelecida, entre 12 a 17 HL, a camada de mistura (CM) domina em toda a CLC. Desta forma, no ano de 2014 foi verificada pouca variação em sua profundidade, alcançando seu máximo médio anual às 13 HL de 1.280 m. Para o ano de 2015, a CLC também está estabelecida e mostrou pouca oscilação da sua profundidade, atingindo sua maior altura às 14 HL, de 1.350 m. Este maior valor da profundidade deve-se ao maior H, conforme já discutido anteriormente.

Com o intuito de verificar a ocorrência de turbulência mecânica na CLN no período que antecede e durante o processo de erosão, verificou-se o perfil vertical da componente vertical (w) do vento através dos dados proveniente do SODAR entre os horários das 00 e 12 HL (Figura 4.7). Dentro da Camada Limite Superficial (CLS) até aproximadamente 70 m, pode-se verificar que em 2014 (Figura 4.7 A), há ocorrência de alternância de w, entre 00 e 02 HL, às 04 e 06 HL, com intensidade entre 0,3 a 0,7 m s^{-1}. Os horários em que ocorreram valores positivos da w correspondem aos horários que foram observadas elevações na altura da CLN, ou seja, esta respondeu à turbulência mecânica gerada acima. Após as 08 HL a velocidade vertical foi praticamente nula.

Figura 4.7 - Perfil vertical da componente vertical do Vento (w) (m s^{-1}) durante os anos de 2014 A) e 2015 B).

Fonte: Produção do autor

No ano de 2015 (Figura 4.7 B), nos horários antecedentes a erosão da CLN, foi verificado que, durante quase todo o período, o vento vertical foi nulo, com exceção das 02 e 04 HL, que apresentaram intensidades positivas de 0,15 m s^{-1}, ultrapassando levemente a altura 50 m. Estes resultados correspondem com a CLN mais estável em 2015, diferentemente do que foi observado em 2014. A partir das 08 HL, verificam-se ventos positivos acima dos 200 m (0,2 m s^{-1}).

4.2 Analise dos Períodos Intensivos de Observações (IOPs)

Com intuito de se obter um conhecimento mais aprofundado da erosão da CLN, foi realizado um estudo mais detalhado durante os IOPs, que possuíram 45 dias de dados completos.

4.2.1 Estação Chuvosa de 2014 – IOP1

O IOP1 apresentou totais pluviométricos acumulados de 720 mm. Observa-se que ao longo de quase todos os dias, houve precipitação (Figura 4.8 A). Entre o período das 00 e 06 HL, horários que antecedem a fase de erosão da CLN, a precipitação acumulada foi de 157 mm, o que representou, aproximadamente, 21% da chuva deste período (Figura 4.8 B).

A partir das 06 até as 17 HL, que caracteriza o período diurno, houve as maiores frequências de chuva do IOP1, acarretando em total acumulado de 450 mm, sendo que mais de 60% da chuva esteve concentrada neste intervalo. As maiores médias horárias de precipitação foram entre 11 e 16 HL. Este intervalo também demonstrou uma maior distribuição da precipitação ao longo dos dias, ou seja, durante todo o IOP1 no período diurno ocorreu precipitação. Este resultado ocorre devido à região da Amazônia ser caracterizada por possuir uma intensa atividade convectiva com forte ciclo diurno, com predominância de chuvas à tarde e início da noite. Em estudo realizado por Tanaka et al. (2014), os autores observaram uma frequência elevada de precipitação no período diurno em locais situados nas proximidades dos rios, ao qual os mesmos associaram a influência brisa rio-continente.

No período da noite, entre 18 e 23 HL, foram verificadas as menores frequências de ocorrência de precipitação (115 mm), apenas 15% do total do período. Esta precipitação ocorrida durante a noite pode estar associada a atuação de forçantes locais (efeitos de brisa de rio) (TANAKA et al., 2014; SANTOS et al., 2015) ou devido a influência de sistemas frontais, que contribuí para a variabilidade da convecção sobre a região tropical da América do Sul (SATYAMURTY et al., 2013).

Figura 4.8 - Variação temporal da precipitação (mm) A) e média horária da precipitação (%) B) durante a IOP1.

Fonte: Produção do autor

Os ciclos dos fluxos de energia a superfície são apresentados na Figura 4.9, onde foi possível notar que o Rn apresentou mínimos de -30 W m^{-2}, estando em conformidade com o que foi observado para a escala de tempo anual. Entre os horários de 00 e 06 HL, não se verificou oscilações abruptas nos valores negativos do Rn, sendo que a partir das 06 HL este torna-se positivo. O máximo Rn foi verificado as 12 HL, com média de 455 W m^{-2}. Porém, destaca-se que as entre 10 e 11 HL, verifica-se uma pequena redução na magnitude do Rn, que pode estar associada a maior quantidade de precipitação ocorrida durante estes horários (Figura 4.8 B), com uma maior nebulosidade e, consequentemente, menor incidência de radiação de onda curta. Após as 18 HL, com o pôr-do-sol, o Rn torna-se negativo novamente.

Figura 4.9 - Ciclo diário do Saldo de Radiação (Rn) (W m^{-2}) (linha vermelha), Fluxo de Calor Sensível (H) (W m^{-2}) (linha azul), Fluxo de Calor Latente (LE) (W m^{-2}) (linha verde) e Fluxo de Calor no Solo (G) (W m^{-2}) (linha preta) durante a fase da IOP1.

Fonte: Produção do autor

Ao observar o fluxo de LE, foi possível confirmar que, em média, mais de 75% da energia disponível (período diurno) é transferida para este fluxo. Este tem seu ciclo semelhante ao do Rn, com fluxos praticamente nulos entre às 18 e 06 HL e positivo entre 06 e 18 HL. Por se tratar de um período de intensas observações durante a fase chuvosa da região, o LE apresentou o máximo registrado no ano de 2014, de

350 W m^{-2}, e, assim como verificado no Rn, essa maior intensidade ocorre das 12 às 13 HL.

Durante o IOP1 foi ratificado que na Amazônia, em especial, na estação chuvosa, apenas uma pequena fração do Rn, em torno de 10%, é transferido para o fluxo de H. Desta forma, notou-se que o H apresentou entre 18 e 06 HL valores negativos (-13 W m^{-2}) praticamente constantes, começando a apresentar resultados positivos após as 06 HL, seguindo o ciclo positivo do Rn. Entretanto, diferentemente de LE, o fluxo de H apresentou uma elevação pouco acentuada, com máximo de H exibido às 10:30 HL, da ordem de 52 W m^{-2}. Esta defasagem entre o máximo de H com o de Rn deve-se as altas taxas de precipitação ocorrida as 11 HL, fazendo que grande parte da energia disponível seja transferido para o fluxo de LE, para os processos de evapotranspiração, bem como uma inversão do fluxo H, no caso da presença de precipitação.

Nesta fase G exibiu ciclo semelhante a H, com valores negativos durante a madrugada e início da manhã (-18,5 W m^{-2}), e seguindo o incremento de Rn demonstrando aumento ao longo do período vespertino, acarretando no máximo observado às 13:30 HL, de 50 W m^{-2}.

A temperatura do ar apresentou uma amplitude térmica média diária da ordem de 5,5 °C, com os valores variando de 24 (05 HL) e 29,5 °C (13 HL). Por outro lado, a UR apresentou valores próximos aos 100% entre 04 e 06 HL, reduzindo-se no período vespertino (75%). Um detalhamento destas informações podem ser encontrados no no Apêndice B. O vento à superfície durante o IOP1 teve velocidade e direção semelhantes à média anual (predominante de NE), apresentado no Apêndice C. A velocidade do vento durante seu ciclo diário médio mostrou variações de 1,0 m s^{-1} entre 00 e 06 HL. As maiores velocidades do vento foram registradas durante o período diurno (entre 10 e 14 HL), com máximo de 3,3 m s^{-1}. Nota-se que foi registrado uma maior ocorrência das velocidades do vento mais intensas do que a média anual, em função da presença de chuvas convectivas e de *downdrafts* associados.

O perfil médio de θ (Figura 4.10 A) e q (Figura 4.10 B) durante o IOP1, está apresentado nas Figura 4.10 C (θ) e na Figura 4.10 D (q), com um *zoom* da parte baixa da atmosfera (entre 0 e 500 m), a fim de mostrar com mais detalhes o comportamento destas variáveis próximo a superfície. Desta forma foi observado, nos horários das 02 e 08 HL, uma estabilidade atmosférica próxima a superfície. Os valores de θ na superfície (Figura 4.10 C) foram de 297,2 e 297,5 K, respectivamente. Os valores de q, nestes horários à superfície (Figura 4.10 D) mostrou às 02 HL resultado de

18,3 g kg^{-1} e às 08 HL de 17,8 g kg^{-1}. O gradiente vertical de θ constatado durante estes horários esteve próximo ao valor anual, que ficou em torno de 11 K km^{-1}. Para a variável q, o gradiente foi de -8,0 g kg^{-1} km^{-1} (02 HL) e 9,0 g kg^{-1} km^{-1} (08 HL).

Durante os IOPs 1 e 2 foram realizadas radiossondagens extras no horário das 11 HL, a fim de se estudar a convecção no local. No caso do IOP1, verificou-se uma camada com estratificação mais instável, com θ a superfície de 299,5 K. No horário das 14 HL, quando a CLC está completamente estabelecida, θ apresenta seu maior valor a superfície (300,8 K). Entretanto, este valor ficou abaixo do que foi verificado na média anual, em função da menor disponibilidade de radiação a superfície. Enquanto que q demonstrou resultados, aproximadamente, de 17,0 g kg^{-1} em ambos os horários, notando-se que há uma menor redução da umidade presente na atmosfera durante este IOP. Comprovando que, mesmo com a intensa evaporação presente nas primeiras horas do dia, a grande quantidade de precipitação ocorrida neste período deixa a atmosfera úmida ao longo do seu ciclo diário. Nestes horários das 11 HL foi observado um gradiente vertical de 9,0 K km^{-1} de θ e, de –7,0 g kg^{-1} km^{-1} de q, em ambos os horários, sendo exibido um maior aumento de θ e uma menor redução de q em relação à média anual.

As 20 HL, a atmosfera volta a apresentar uma redução de θ e um aumento q, com características semelhantes às da primeira hora da manhã, com cerca de 298,5 K e 17,8 g kg^{-1}, respectivamente. O gradiente vertical neste horário foi de 12 K km^{-1}, para a θ, e de -10,0 g kg^{-1} km^{-1}, para q.

Ao verificar as sondagens com a média diária (representado por MD) através do *zoom* da Figura 4.10 (C e D), nota-se que ocorreu temperaturas mais elevadas na superfície nos horários das 11 e 14 HL, apresentando uma forte mistura turbulenta nestes horários, enquanto que nos demais horários (02, 08 e 20 HL) a temperatura foi mais baixa. Também foi observado uma umidificação, embora pequena (menor que 1 g kg^{-1}), nos horários 02, 08 e 20 HL, enquanto que nos horários vespertinos (11 e 14 HL) ocorreu o oposto: redução de umidade próximo a superfície (aproximadamente de 1 g kg^{-1}).

Figura 4.10 - Perfil vertical da temperatura potência (θ) (K) (A e C) e umidade especifica (q) (g kg^{-1}) (B e D) durante a IOP1. A linha tracejada (preta) representa a média diária do período (MD).

Fonte: Produção do autor

O ciclo diário da altura da CLP no IOP1 está apresentado na Figura 4.11. Verificou-se que, entre 00 e 06 HL, a CLN encontra-se formada, porém, diferentemente do que foi observada na média anual, esta mostrou oscilações maiores ao longo do tempo, devido à ocorrência de chuvas esporádicas (Figura 4.8 A). Nota-se, nos resultados obtidos pelo *ceilometer*, que entre 00 e 03 HL a profundidade da CLN variou de 180 a 280 m; após às 04 HL verifica-se uma elevação na altura máxima, de 350 m, reduzindo nos horários seguintes para 275 m até 06 HL. Nas medidas feitas pelo RWP, também foram verificadas estas oscilações na altura da CLN, porém entre 00 e 02 HL observa-se uma redução desta, de 280 m para 250 m, e em sequência uma elevação da CLN atingindo o máximo de 350 m às 04 HL, permanecendo constante até 06 HL. Os resultados do SODAR durante este intervalo apresentaram variações mais suaves da profundidade da CLN. Este aumento pode estar associado às oscilações ocorridas, o que acarretou em uma taxa de crescimento médio de 10,2 m h^{-1} (Tabela 4.2). As variações observadas nos sensores estão associadas à turbulência mecânica intermitente, que pode ter ocorrido devido a presença de nuvens e chuva em alguns dias e em outros não, provocando, assim, um aumento na variabilidade do vento ao longo da noite, o que vem a aprofundar a CLN.

Figura 4.11 - Altura da Camada Limite Planetária (m) durante a IOP1. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão média da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

Os resultados encontrados da altura da CLN foram semelhantes aos observados por Neves and Fisch (2011), em estudo realizado por meio de um SODAR para uma área de pastagem em Rondônia, a sudoeste da Amazônia, onde os autores observaram alturas da CLN variando de 150 a 329 m. Enquanto que Acevedo et al. (2004), também em um sítio de pastagem na Amazônia (em Santarém-PA), observaram alturas de CLN menores do que os obtidos neste estudo (entre 50 a 150 m). Esta diferença de altura ocorre devido as diferentes condições geográficas. Um exemplo da influência do fator geográfico é o fato de, no caso de Santarém, os autores verificaram vários casos de formação de nevoeiros durante a noite (sendo inclusive um critério para a determinação da CLN), ao passo que este evento meteorológico não ocorreu na T3. Outro fator observado na distinção foi que na área da T3, o vento era da ordem de 1 m s^{-1} superior ao observado em Santarém.

A erosão da CLN no IOP1 foi em média mais lenta em comparação à observada na média anual. Esta fase começou a ocorrer a partir das 06 HL, quando tem início a incidência de radiação após o nascer do sol; entretanto, durante o IOP1 o aumento mais significativo de Rn e, consequentemente, do fluxo de H, só ocorreu às 07 HL (ver Figura 4.9). Em função da baixa elevação dos valores dos fluxos de energia nas primeiras horas do período diurno, verificou-se que até às 08 HL não há aumento na profundidade da CLP, demonstrando que a CLN ali formada ainda não foi destruída. Após às 08 HL começa a ser registrada uma elevação da CLP, porém, com uma taxa de crescimento médio de 22,8 m h^{-1}, ficando muito abaixo do que foi observado anualmente. Isto ocorre devido à menor disponibilidade energética existente no IOP1, o que fez com que a erosão da CLN tenha ocorrido de forma mais lenta, sendo totalmente erodida após às 09 HL, quando a taxa de crescimento é de 102 m h^{-1}. Como foi definido na Seção 2.1.2 (ver Figura 2.3), a erosão completa da CLN ocorre quando a CLC apresenta taxas de crescimento acima de 100 m h^{-1}, σ para o intervalo das 06 às 11 HL, foi de 185 m.

Tabela 4.2 - Desvio Padrão (σ) (m), Taxa média de crescimento (m h^{-1}), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, do ciclo médio diário da CLP para a IOP1.

IOP1					
Horário (HL)	00 a 06	06 a 10	10 a 13	13 a 17	17 a 19
σ	66	185	138	96	106
Taxa de Crescimento	10,2	22,8	102,5	-13,3	-69,5

Fonte: Produção do autor

A fase de crescimento da CLC e da convecção ficaram abaixo do ciclo anual, em virtude da erosão da CLN ter sido mais lenta que a média anual. Esta fase de crescimento da CLC teve início às 11 HL com uma altura típica de 850 m e um aumento médio de 102 m h^{-1}, até a CLC atingir sua maior profundidade de 1.180 m às 13 HL. Entretanto, logo após o máximo registrado, a CLC apresenta uma pequena redução em sua profundidade (-13,3 m h^{-1}). Essa menor profundidade ocorre em razão do pequeno valor de H, que não superou 50 W m^{-2}. Este valor, adicionado do fluxo de entranhamento, não foi suficiente para manter a turbulência da camada.

O perfil vertical da componente vertical do vento (w) (Figura 4.12) mostrou que, diferentemente do que foi observado na média anual, abaixo dos 100 m de altura, entre 00 e 08 HL, há ocorrência de valores positivos do vento. Na superfície ocorreram ventos positivos e com maiores magnitudes, destacando-se, entre 00 e 02 HL ventos de intensidade de 0,8 m s^{-1}, perdurando até os 100 m, enquanto que os picos ocorridos às 03:30 HL e entre 04:30 à 07 HL tiveram intensidades de 0,5 m s^{-1}, da superfície até 60 m. Por conseguinte, da mesma forma que foi observado na média de 2014, os horários de ocorrência de w na vertical correspondem as de aumento da profundidade da CLN, causado pela presença de uma maior turbulência mecânica.

Com intuito de verificar com maior detalhe a erosão da CLN, foram observados os horários de ocorrência desta fase para todo o IOP (45 dias) através dos dados do *Ceilometer*. Pode-se assim observar na Figura 4.13 que a CLN antecedente apresentou uma variação vertical importante, com suas alturas oscilando entre 100 – 250 m, e em alguns dias a profundidade atingiu alturas acima de 500 m. De maneira geral a média deste intervalo (entre 00 e 06 HL), apresentado pela linha preta em destaque,

Figura 4.12 - Perfil vertical da componente vertical do Vento (w) (m s^{-1}) durante a IOP1.

Fonte: Produção do autor

mostrou oscilações de 200 a 250 m. A partir das 06 HL (nascer do sol) tem início de forma lenta o processo de erosão, em que a taxa média de crescimento foi da ordem de 22,8 m h^{-1}. O que pode estar relacionado a uma CLN antecedente mais profunda e inversão térmica noturna mais intensa, tal que foi necessário maior tempo para a turbulência, que começa a se formar, erodir a inversão noturna. Em seus estágios iniciais (entre 06 e 08 HL) a camada limite encontra-se com a combinação de uma CLC rasa na parte inferior (ou próximo a superficie) e uma CLN acima (denominada CLN-CLC misto). A CLC rasa que está se formando cresce por meio de aquecimento da superfície ou por entranhamento. Em resposta ao fluxo turbulento de H com baixos valores neste intervalo (ver Figura 4.9), ocorre um desenvolvimento lento da CLC.

A partir das 09 HL, a CLN encontra-se, praticamente, toda erodida, e a altura da CLC começa a se elevar, com uma taxa de aproximadamente 102,5 m h^{-1}. Pode-se observar, ainda, que só às 12 HL a CLC apresenta-se bem estabelecida na maior parte dos dias analisados, o que demonstra que na estação chuvosa não há energia suficiente para erodir rapidamente a CLN e, consequentemente, a CLC demora a se estabelecer completamente. Os fatores acima citados juntamente com uma baixa incidência de radiação solar na superfície, para o período, e baixos fluxos de calor

Figura 4.13 - Processo de Erosão da CLN para o IOP1, a linha preta representa a média do período. A linha As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

sensível proporcionam uma erosão lenta, da ordem de 3 horas.

O tempo observado para que a CLN seja totalmente erodida comprova que esta não ocorre rapidamente após o nascer do sol, apresentando uma variação no tempo necessário em função da forçante da superfície (ANGEVINE et al., 2001; EDWARDS et al., 2014), bem como da da inversão térmica formada. Deste modo, a tardia erosão da CLN pode estar associada a maior ocorrência de precipitação e nebulosidade. Pesquisas realizadas por alguns autores para a região mostraram que a maior intensidade da precipitação e da nebulosidade na estação chuvosa ocorrem preferencialmente durante o período vespertino (LIMA; WILSON, 2008; ROMATSCHKE; HOUZE, 2013; COLLOW; MILLER, 2016; EICHHOLZ, 2017).

4.2.2 Estação Seca de 2014 – IOP2

No IOP2 o total acumulado de precipitação foi de 185 mm (Figura 4.14 A), mostrando uma redução de quase 75% do acumulado registrado durante o IOP1 e, diferente do que foi verificado na fase chuvosa, a precipitação ficou concentrada em alguns poucos dias. Segundo Ferreira et al. (2005), esta diferença entre os períodos (chuvoso e seco), ocorre em função da distribuição das chuvas na Amazônia ser bastante irregular, apresentando grande variabilidade espacial e temporal. Recentemente, Marengo et al. (2017) discorreram um pouco mais sobre este tema, acrescentando o papel da forçante de larga escala na caracterização da precipitação das estações chuvosa e seca.

No final da madrugada e início da manhã (entre 00 e 06 HL), a precipitação foi quase nula, com ocorrência de chuva apenas em dois dias e nos horários da 04 e 05 HL, com acumulado de 4,8 mm, representando 2,5% da chuva deste período (Figura 4.14 B). Por outro lado, no período diurno (entre 06 e 17 HL) foi observado 45,5% do total pluviométrico acumulado do período, o que representou 83,9 mm, com a predominância de chuva localizada no fim da tarde. No decorrer da noite (entre 18 e 23 HL), foram observadas as maiores frequências de chuva, com um total acumulado de 96,3 mm representando 522% da chuva do período.

Os componentes do balanço de energia apresentaram fluxos maiores (Figura 4.15) do Rn, com uma maior perda de energia durante a madrugada (-50 W m^{-2}) e aproximadamente constante. Isto ocorre devido à baixa cobertura de nuvens, resultando em uma maior perda radiativa por meio de radiação de ondas longas. A partir das 06 HL, os valores de Rn tornam-se positivos com um aumento mais acentuado nas horas seguintes. O valor máximo de Rn foi verificado as 11 HL, com média de 534,5 W m^{-2}. Nota-se, que entre 11:30 e 12:30 HL, ocorre uma redução do Rn, voltando a aumentar às 13 HL, o que pode estar relacionado a presença de nebulosidade (*Cumulus* rasos não precipitante).

O fluxo de LE apresentou ciclo semelhante ao do Rn, com fluxos praticamente nulos entre 00 e 06 HL e, seguindo o aumento do Rn, apresenta fluxos positivos a partir das 06HL. Foi possível averiguar uma redução no máximo de LE, de 350,3 W m^{-2}, em referência ao IOP1, devido à menor disponibilidade de água no solo. Em função da redução da precipitação, ocorreu uma menor partição de Rn para o LE, situa-se em torno 66%, sendo, ainda, um valor alto devido a alta umidade da região Amazônica (von RANDOW et al., 2004).

Figura 4.14 - Variação temporal da precipitação (mm) A) e média horária da precipitação (%) B) durante a IOP2.

Fonte: Produção do autor

Por ser um período com baixos valores de precipitação, observou-se um aumento na percentagem da energia disponível transferida para o fluxo de calor sensível. Entre 00 e 06 HL, H apresentou valores negativos (-18 W m^{-2}), e mostrou sua elevação a partir das 06 HL de forma contínua, acarretando no máximo de 112,8 W m^{-2} às 12 HL. Foi verificado que 21% do Rn foi particionado para H, e tanto este como o LE demonstraram uma defasagem em seus máximos em contraponto ao máximo de Rn, o que está associado com o tempo que a energia disponível atinge o solo e começa a ser utilizada para o aquecimento do ar e na evapotranspiração.

Figura 4.15 - Ciclo diário do Saldo de Radiação (Rn) (W m^{-2}) (linha vermelha), Fluxo de Calor Sensível (H) (W m^{-2}) (linha azul), Fluxo de Calor Latente (LE) (W m^{-2}) (linha verde) e Fluxo de Calor no Solo (G) (W m^{-2}) (linha preta) durante a fase da IOP2.

Fonte: Produção do autor

O fluxo de G, da mesma forma que registrado no IOP1, demonstrou um ciclo diário com a menor partição do Rn (10%). Durante esta fase o G apresentou valores negativos durante a madrugada e início da manhã (-18 W m^{-2}), e no período vespertino exibe sua maior magnitude às 11 HL, de 50 W m^{-2}.

A temperatura do ar exibiu uma maior amplitude térmica diária da ordem de 9 °C (Apêndice B), apresentando seus valores entre o mínimo de 23,5 °C (05 HL) e

máximo de 32,5 °C (13 HL). No que se refere a UR, durante este período foram observados valores elevados durante a noite, de 97%. Porém, por se tratar de um período de baixa precipitação, constata-se uma maior redução da umidade atmosférica no período vespertino, atingido umidade relativa de 63%. A velocidade do vento no IOP2 (Apêndice C) apresentou direção análoga à média do IOP1, com vento predominantemente de NE. Entretanto, nesta fase, o vento foi menos intenso em relação ao IOP1. Durante os horários da CLN (entre 00 e 06 HL) o vento foi, em média, da ordem de 0,75 m s^{-1}. As maiores magnitudes do vento, assim como no IOP1, foram registradas no período vespertino (entre 10 e 14 HL), com máximo de 3,0 m s^{-1} às 11 HL.

Analisando os perfis de θ (Figura 4.16 A e C) e q (Figura 4.16 B e D) foi verificado que nas sondagens de 02 e 08 HL do IOP2 houve um aumento θ na superfície, 297,2 e 298,8 K, respectivamente, mostrando resultados semelhantes a média de 2014, enquanto que q apresentou médias na superfície 18,0 g kg^{-1} (02 HL) e de 17,5 g kg^{-1} (08 HL). Os resultados indicam uma redução tanto em relação à média de 2014 quanto para o IOP1. Nos horários em questão houve um aumento de θ após o topo da CLN, de 250 m (02 HL) e 440 m (08 HL), de 3 K, enquanto que q teve uma redução de 3,0g kg^{-1}. Ao se verificar o gradiente vertical nota-se que nos dois horários em análise ocorreu uma elevação de θ, de 12 K km^{-1}, e diminuição de -9, g kg^{-1} km^{-1} para q, resultado semelhante à média anual.

Nas sondagens do período da tarde, 11 e 14 HL, foi observado θ a superfície de 299,5 e 303,4 K, respectivamente, mostrando um aumento térmico para esta estação, com um gradiente de 10,0 K km^{-1} (11 HL) e 6,0 K km^{-1} (14 HL) na vertical. A variável q teve valores de 16,3 g kg^{-1} (11 HL) e 16,0 g kg^{-1} (14 HL) em superfície, ratificando uma atmosfera mais seca no período, com um gradiente de 8,0 g kg^{-1} km^{-1} (11 HL) e 7,0 g kg^{-1} km^{-1} (14 HL).

Como verificado na análise do IOP1, no horário das 20 HL a atmosfera volta a apresentar θ e q com características semelhantes das primeiras horas da manhã, com uma redução de θ à superfície, de 299,3 K, e um aumento de q para 17,0 g kg^{-1}. A variação na vertical foi de 10 K km^{-1} e 9,0 g kg^{-1} km^{-1}. É importante ressaltar que neste horário a θ ainda apresenta valores elevados, em relação ao mesmo horário da IOP1, em função do maior ciclo positivo de H, enquanto q exibe seu valor mais elevado, o que pode estar associado à precipitação durante este período ter se concentrado no fim da tarde e início da noite, deixando a atmosfera com maior teor de umidade.

Figura 4.16 - Perfil vertical da temperatura potência (θ) (K) (A e C) e umidade especifica (q) (g kg^{-1}) (B e D) durante a IOP2. A linha tracejada (preta) representa a média diária do período (MD).

Fonte: Produção do autor

Ao verificar a camada mais próxima à superfície através do *zoom* da Figura 4.16 (C e D), que o aquecimento da superfície nos horários das 11 e 14 HL foi mais elevado em relação o IOP1. Foi verificado também que nos horários (02, 08 e 20 HL) ocorreu resfriamento, com maior intensidade às 02 HL. O valor de q nos horários 02, 08 e 20 HL foram semelhantes ao IOP1, com uma umidificação (menor que 1 g kg^{-1}), e uma redução nos horários vespertinos (11 e 14 HL) (aproximadamente de 1 g kg^{-1}), entretanto os valores neste IOP2 foram em torno de 1 g kg^{-1} mais seco do que no IOP1.

O ciclo diário da CLP (Figura 4.17) mostrou que durante a fase da CLN (entre 00 e 06 HL), esta apresenta-se bastante estável com altura média de 250 m em todos os sensores (*ceilometer*, RWP, SODAR, MWR), diferente do que foi verificado no IOP1, corroborando com a explicação da influência das chuvas na determinação da variabilidade da profundidade da CLN. A partir da 06 HL nota-se um aumento em sua profundidade, em torno de 70,8 m h^{-1} (Tabela 4.3), o que representa uma resposta da CLP para o aumento da energia térmica, que ocorreu mais cedo neste período de observações.

Figura 4.17 - Altura da Camada Limite Planetária (m) durante a IOP2. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão média da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

Em função da CLN ser mais estável e dos valores positivos de Rn e H ocorrerem mais cedo no IOP2 (ver Figura 4.15), observa-se no início da erosão da CLN (às 06 HL) um aumento mais acentuado da profundidade da CLP, em relação ao IOP1, aumento este que progride nos horários seguintes, com uma taxa de ascensão bastante elevada de 70,8 m h^{-1}, o que fez com que a CLN fosse totalmente erodida às 08 HL. O resultado encontrado demonstra que a erosão da CLN para a região está condicionada a maior disponibilidade energética nas primeiras horas da manhã, e o quanto esta será utilizada para o aquecimento da atmosfera (fluxo de H).

Tabela 4.3 - Desvio Padrão (σ) (m), Taxa média de crescimento (m h^{-1}), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, do ciclo médio diário da CLP para a IOP2.

IOP2					
Horário (HL)	00 a 06	06 a 08	08 a 12	12 a 17	17 a 19
σ	22	127	156	161	226
Taxa de Crescimento	6,5	70,8	175,2	-39,2	-176,8

Fonte: Produção do autor

Com a CLN sendo destruída mais rapidamente, a CLC que se formou em seguida apresentou um desenvolvimento mais acentuado, com uma taxa de crescimento média de 175,2 m h^{-1}. A CLC mostrou uma fase mais prolongada, com profundidade máxima registrada às 13:30 HL de 1.590 m. Após o máximo da CLC, houve uma leve redução de sua taxa de crescimento, de -39,2 m h^{-1}, perdurando até às 17:30 HL, quando o fluxo de calor sensível volta a apresentar valores nulos. Esta profundidade é semelhante a verificada por Fisch et al. (2004), em estudo da CLC realizado em uma área de pastagem em Rondônia no sudoeste da Amazônia, onde os autores observaram profundidade máxima na estação seca, de 1.650 m. Neves and Fisch (2015) também observaram em Rondônia, que no início da CLC da estação seca ocorreu um crescimento abrupto entre 08 e 11 HL, com as alturas máximas às 14 HL, com cerca de 1500 m.

A velocidade vertical do vento (w) no IOP2 (Figura 4.18), nos horários que antecedem a erosão da CLN (entre 00 e 08 HL), apresentou valores nulos, ou seja, pouca

turbulência mecânica foi gerada próximo à superfície e, valores negativos foram registrados acima dos 200 m. Estes resultados mostram que a atmosfera nesse período se encontrou predominantemente estável, o que corrobora com a CLN observada para o período, na qual não apresentou variações em sua profundidade. A partir das 08 HL verifica-se a ocorrência de ventos positivos acima dos 150 m (0,2 m s^{-1}).

Figura 4.18 - Perfil vertical da componente vertical do Vento (w) (m s^{-1}) durante a IOP2.

Fonte: Produção do autor

Ao analisar a fase de erosão da CLN no IOP2 (Figura 4.19), ao contrário do que foi observado no IOP1, a altura da CLN apresentou pequenas oscilações, variando de 150 a 200 m, na grande maioria dos dias. Em alguns poucos casos, a profundidade atingiu 300 m. Como a superfície possui uma perda radiativa mais intensa e a atmosfera está com menor nebulosidade e com ventos calmos (sem turbulência mecânica), a CLN apresenta-se mais estável. Com o início da erosão (06 HL), como a inversão noturna encontra-se mais rasa e há um aumento dos fluxos de energia em horários mais cedo, observa-se neste período uma elevação mais acentuada, de 70,8 m h^{-1} da CLP.

Como mencionado anteriormente, após às 08 HL a CLN já foi erodida e apresentou, na maioria dos dias observados, uma elevação da CLC de 175,2 m h^{-1}. Foi observado

que a CLC já se encontrava totalmente estabelecida, na maioria dos dias, às 10 HL. A erosão mais rápida da CLN pode influenciar no desenvolvimento da convecção dentro da CLP. Este fato foi estudado por Eichholz (2017) que observou o desenvolvimento de células isoladas de nuvens no período vespertino, mesmo com um menor conteúdo de umidade na atmosfera.

Figura 4.19 - Processo de Erosão da CLN para o IOP2, a linha preta representa a média do período. A linha As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

4.2.3 Estação Chuvosa de 2015 – IOP3

Como descrito anteriormente, o ano de 2015 apresentou uma precipitação abaixo da normal climatológica da região, em função da influência do EN na região. Por esse motivo, ao verificar os índices pluviométricos durante o período denominado IOP3, durante o auge da estação chuvosa da região, este teve um acumulado de 398 mm (Figura 4.20 A), representando uma redução de aproximadamente 50% do total acumulado no período chuvoso de 2014 (IOP1).

Na fase em que a CLN está estabelecida (00 e 06 HL), a precipitação foi de 45 mm, o que representou apenas 11% da chuva do período. Durante esta fase a maior incidência de chuva foi entre 00 e 01 HL, em torno de 8% do total (Figura 4.20 B), enquanto que nos demais horários não ultrapassou 1%. As maiores frequências de chuva, assim como no IOP1, foram verificadas no período diurno (06 e 17 HL), com um acumulado de 323 mm, o que representou mais de 80% do total registrado. Foram observadas as maiores concentrações entre 11 e 16 HL, com máximo às 13 HL de 14 mm, e às 15 e 16 HL de 13 mm. Entre 18 e 23 HL, a precipitação apresenta seus menores registros com acumulado de 30 mm, o que representou apenas 7

O ciclo médio diário dos fluxos de energia à superfície durante o IOP3 mostraram um aumento em suas intensidades em referência ao período chuvoso anteriormente observado (Figura 4.21). O Rn apresentou mínimos de -30 W m^{-2}. A partir das 07 HL começou a se verificar Rn positivo, com um aumento gradativo de seus valores, até atingir o máximo de 488 W m^{-2} às 12 HL.

O fluxo de LE, em decorrência da redução da precipitação no ano de 2015, foi menor que o mesmo período de 2014, porém ainda assim maior parte do Rn é particionado para o LE, em torno de 65%. Durante a madrugada (00 e 06 HL) o LE mostra valores nulos e, com o aumento Rn de a partir das 07 HL, este apresenta valores positivos, apresentando máximo de 310 W m^{-2} (12 HL).

Durante este período verificou-se um aumento no fluxo de H, porém ainda sendo uma parcela menor do Rn, em torno de 17%. Assim, o fluxo entre 00 e 06 HL foi de -5 W m^{-2}. Os valores positivos de H iniciaram-se as 07 HL, com o aumento ocorrendo de forma mais lenta registrando máximo às 13 HL de 86 W m^{-2}.

Figura 4.20 - Variação temporal da precipitação (mm) A) e média horária da precipitação (%) B) durante a IOP3.

Fonte: Produção do autor

Assim como verificado no IOP1, o G não apresentou variações significativas entre os períodos. Com mínimo de -13,5 W m^{-2}, durante a madrugada e início da manhã, e máximo de 40,0 W m^{-2} às 12 HL, respondendo o máximo de Rn registrado.

Figura 4.21 - Ciclo diário do Saldo de Radiação (Rn) (W m^{-2}) (linha vermelha), Fluxo de Calor Sensível (H) (W m^{-2}) (linha azul), Fluxo de Calor Latente (LE) (W m^{-2}) (linha verde) e Fluxo de Calor no Solo (G) (W m^{-2}) (linha preta) durante a fase da IOP3.

Fonte: Produção do autor

No IOP3 a temperatura do ar apresentou aumento da amplitude térmica média (6,5 °C) diária em referência o IOP1 (Apêndice B), variando entre 23,5 °C (05:30 HL) e 29,6 °C (das 12 às 13 HL). A UR foi característica da estação, chegando a 100% entre 02 e 05 HL. Durante o período vespertino apresentou uma redução (75%). O vento teve direção predominantemente, de NE (Apêndice C), com fraca intensidade, variando de 0,75 m s^{-1} no início do dia e máximo no período vespertino de 3,0 m s^{-1}.

A média do perfil de θ (Figura 4.22 A e C) durante o IOP3 nos horários de 02 e 08 HL mostrou valores à superfície semelhantes o IOP1, de 297,0 K (02 HL) e 297,2 K (08 HL), assim como q (Figura 4.22 B e D), com 18,0 g kg^{-1} em ambos os horários. Os gradientes verticais apresentaram-se maiores do que em relação ao IOP1, sendo

de 14,0 K km^{-1} (02 HL) e 13,5 K km^{-1} (08 HL), enquanto a q indicou resultados semelhantes de -8,5 kg kg^{-1} km^{-1} (02 HL) e 9,0 g kg^{-1} km^{-1} (08 HL).

Na sondagem das 14 HL θ à superfície foi de 301,0 K, com um pequeno aumento em comparação o IOP1, porém q apresentou resultado igual a esta, de 17,0 g kg^{-1}. Neste horário foi observada uma estratificação instável da CLP, porém com menor profundidade, em torno dos 1.050 m. O gradiente vertical foi de 8,0 K km^{-1} em θ e, de –10,0 g kg^{-1} km^{-1} em q.

Foi verificado que na sondagem das 20 HL θ apresentou 298,7 K à superfície. Porém q obteve um aumento (18,0 g kg^{-1}). O gradiente vertical neste horário foi de 14 K km^{-1}, para θ, e de -10,0 g kg^{-1} km^{-1}, para q.

Ao observar a variação diária da θ e q em relação a MD à superfície (Figura 4.22 C e D), foi verificado valores semelhantes ao IOP1, com aquecimento da superfície às 14 HL e resfriamento nos demais horários (02, 08 e 20 HL). Também houve uma umidificação (1 g kg^{-1}) às 02, 08 e 20 HL e uma redução de umidade (de 1 g kg^{-1}) às 11 HL.

O ciclo diário da CLP (Figura 4.23), assim como no IOP1, apresenta oscilações na profundidade durante a CLN (entre 00 e 06 HL), de 200 m (00:30 HL) a 375 m (03 HL). Nota-se que o RWP e pelo SODAR mostraram menores profundidades que *ceilometer* e o MWR. Assim como foi observado na estação chuvosa de 2014, a taxa de crescimento foi de -10,2 m h^{-1} (Tabela 4.4).

Na fase de erosão da CLN (a partir da 06 HL), verificou-se resultados semelhantes o IOP1, com a CLN ainda estabelecida entre 06 e 08 HL. Desta forma, a partir das 08 HL, começa a se observar elevação da profundidade da CLP com taxa de crescimento médio de 19,6 m h^{-1}. Desta forma, assim como verificado no IOP1, a erosão da CLN ocorreu de forma lenta, só ocorrendo sua total destruição às 09 HL. O resultado encontrado na erosão da CLN no IOP3 corrobora com o que foi observado na mesma fase durante o IOP1, onde a CLN menos estável antecedente, em conjunto com a menor disponibilidade energética da superfície, acarretaram em uma erosão mais lenta.

Figura 4.22 - Perfil vertical da temperatura potência (θ) (K) (A e C) e umidade especifica (q) (g kg^{-1}) (B e D) durante a IOP3. A linha tracejada (preta) representa a média diária do período (MD).

Fonte: Produção do autor

Figura 4.23 - Altura da Camada Limite Planetária (m) durante a IOP3. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão média da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

Tabela 4.4 - Desvio Padrão (σ) (m), Taxa média de crescimento (m h^{-1}), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, do ciclo médio diário da CLP para a IOP3.

IOP3					
Horário (HL)	00 a 06	06 a 09	09 a 13	13 a 17	17 a 19
σ	56	186	148	76	97
Taxa de Crescimento	-10,2	19,6	100,3	-3,8	-61,5

Fonte: Produção do autor

A fase de crescimento da CLC no IOP3 dar-se-á de maneira análoga ao que foi observado no IOP1, com baixo desenvolvimento vertical da profundidade máxima. Às 10 HL começa o desenvolvimento da CLC, apresentando uma altura de 830 m e taxa de crescimento de 100,3 m h^{-1}, culminando na profundidade máxima de

1.069 m (13:30 HL), comprovando uma CLC com menor profundidade e mais fria durante o período chuvosa. Porém ao contrário do IOP1, o IOP3 mostrou uma CLC estabelecida ao longo de todo o período vespertino, provavelmente em função de menor frequência de ocorrência de precipitação.

O w no IOP3 (Figura 4.24), próximo a superfície (abaixo de 100 m) ocorreu resultados positivos ao longo do período em questão (entre 00 e 08 HL), destaca-se que entre 00 e 01 HL ocorreu a maior magnitude do IOP3 de 0,7 m s^{-1}, da superfície à 50 m, sendo observado ainda, às 03 HL ventos de 0,4 m s^{-1}. Logo foi possível ratificar que nos horários onde ocorreram ventos verticais mais intensos a CLN responde com elevação de sua profundidade.

Figura 4.24 - Perfil vertical da componente vertical do Vento (w) (m s^{-1}) durante a IOP3.

Fonte: Produção do autor

Averiguando a erosão da CLN no IOP3 (Figura 4.25) foi observado que, assim como aconteceu na estação chuvosa de 2014, a CLN antecedente ao processo de transição apresentou oscilações em suas alturas, variando de 100 a 250 m. Este fato comprova a intermitência da turbulência mecânica associado aos ventos. Com o nascer do sol (06 HL), quando se inicia o processo de erosão, e até as 08 HL, a CLP apresenta pouca elevação, de aproximadamente 20 m h^{-1}.

A erosão da CLN ocorre às 09 HL, quando verificou-se a elevação da sua taxa de crescimento de 100,3 m h^{-1}. As 12 HL a CLC, na grande maioria dos dias observados, ainda não estão bem estabelecidas, corroborando que na estação chuvosa da Amazônia a menor energia associada à erosão mais lenta da CLN acarreta no menor desenvolvimento da CLC.

Figura 4.25 - Processo de Erosão da CLN para o IOP3, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

4.2.4 Estação Seca de 2015 – IOP4

Durante o IOP4, o total acumulado de precipitação (Figura 42) foi bem abaixo da normal climatológica, como também em comparação ao mesmo período no ano de 2014 (IOP2). Isso ocorreu em razão do evento EN ter sido bem intenso (ECMWF, 2017; NEWMAN et al., 2018). O total registrado de precipitação foi de 68 mm (Figura 4.26 A), mostrando uma redução de, aproximadamente, 65% do que foi registrado no IOP2.

No início do dia (entre 00 e 06 HL), a precipitação foi praticamente nula, com ocorrência de chuva apenas em um dia do período, às 05 HL registrando 2,5 mm, o que representou 3,5% do total de chuva do IOP (Figura 4.26 B). Por outro lado, ao longo do período diurno (entre 06 e 17 HL) ocorreu quase que toda a totalidade da precipitação (com 96% correspondendo a 65,5 mm). Ao fim do dia, entre 18 e 23 HL, não foram registrados precipitação.

O ciclo médio diário dos fluxos de energia à superfície no IOP4 apresentou elevação em suas intensidades, sendo neste período verificado os maiores registros em relação às fases anteriores (Figura 4.27). O Rn apresentou mínimos de -37,0 W m^{-2}. A partir das 06 HL o Rn começa a apresentar valores positivos, sendo verificado uma elevação acentuada nas horas seguintes. O máximo de Rn foi verificado às 12 HL, com média de 555,2 W m^{-2}.

Em virtude da menor disponibilidade hídrica observada no IOP4, foi verificado uma redução da partição de Rn para o fluxo de LE: foi convertido cerca de 35%, o que em comparação o IOP2, evidenciou uma redução de quase 50%. Entre 00 e 06 HL o LE mostra valores nulos e, a partir das 06 HL começa a apresentar valores positivos. O máximo do LE foi registrado às 12:30 HL, de 179 W m^{-2}, estando em consonância com o acumulado de precipitação.

O fluxo de H mostrou os maiores registros do estudo, ocorrendo uma maior partição do Rn para este fluxo, cerca de 60%. O ciclo diário do H foi semelhante ao do Rn, com valores negativos (-5 W m^{-2}), entre 00 e 06 HL, demonstrando uma elevação a partir das 06 HL, atingindo o máximo registrado às 12 HL de 280 W m^{-2}.

O fluxo G apresentou resultados semelhantes com os demais períodos observados, com mínimos de -16,5 W m^{-2} durante a madrugada e início da manhã, e máximo de 50,0 W m^{-2} às 12 HL durante o período vespertino.

A temperatura do ar durante o período seco de 2015 (IOP4) teve a maior amplitude

Figura 4.26 - Variação temporal da precipitação (mm) A) e média horária da precipitação (%) B) durante a IOP4.

Fonte: Produção do autor

Figura 4.27 - Ciclo diário do Saldo de Radiação (Rn) (W m^{-2}) (linha vermelha), Fluxo de Calor Sensível (H) (W m^{-2}) (linha azul), Fluxo de Calor Latente (LE) (W m^{-2}) (linha verde) e Fluxo de Calor no Solo (G) (W m^{-2}) (linha preta) durante a fase da IOP4.

Fonte: Produção do autor

térmica, da ordem de 12 °C (Apêndice B). Desta forma, mostrou variação de 24,5 °C (05 HL) a 36,5 °C (13 HL), enquanto que a UR apresentou características atípica da região, com 95% no período noturno, reduzindo para 45,5% no período vespertino (entre 11 e 16 HL). O vento como nos demais IOPs foram predominantemente de NE (Apêndice C). A intensidade foi da ordem de 0,75 m s^{-1} (entre 00 e 06 HL), e máximo de 3,5 m s^{-1} (entre 09 e 12 HL).

O perfil vertical médio de θ (Figura 4.28 A e C) e q (Figura 4.28 B e D) no IOP4 apresentou nas sondagens das 02 e 08 HL os maiores valores da θ à superfície dos períodos estudados, de 299,3 e 300 K, respectivamente, contudo ao verificar q podem-se notar valores semelhantes ao do IOP2 de 17,0 g kg^{-1} (02 HL) e 17,8 g kg^{-1} (08 HL). Nestes horários foram observadas camadas limite fortemente estável com profundidade de 250 m. Desta forma foi possível observar gradiente vertical da θ de 10,0 K km^{-1} (02 HL) e 8,5 K km^{-1} (08 HL), enquanto o de q indicou uma de redução de -7,0 g kg^{-1} km^{-1} (02 HL) e -8,0 g kg^{-1} km^{-1} (08 HL).

Às 14 HL foram observados θ a superfície de 306,0 K, apresentando uma elevação

em relação o IOP2, o que está relacionado com a maior intensidade do fluxo de calor sensível. Enquanto que q neste horário apresentou valor à superfície semelhante o IOP2 de 16,0 g kg^{-1}. O gradiente vertical demonstrou que θ teve menor aumento com a altura, de 2,0 K km^{-1}, enquanto que a q apresentou uma maior redução da umidade com a altura 9,0 g kg^{-1} km^{-1}.

Na sondagem das 20 HL volta a se observar uma atmosfera mais estável, sendo verificado uma redução em θ, com valor a superfície de 301,0 K. Entretanto q continua a apresentar uma atmosfera mais seca, com uma redução em comparação a sondagem das 14 HL de 15,0 g kg^{-1}, comprovando que em função do evento EN e da menor disponibilidade hídrica no IOP4, esta demonstra uma menor umidade em comparação ao mesmo período do ano anterior. Os gradientes verticais neste horário foram de 8 K km^{-1}, para a θ, e de -6,0 g kg^{-1} km^{-1}, para a q.

Ao verificar as o *zoom* da Figura 4.28 (C e D), nota-se que, assim como no IOP2, ocorreu um aquecimento da superfície nos horários das 11 e 14 HL; entretanto com maior intensidade e nos horários 02, 08 e 20 HL ocorreu um resfriamento. A umidificação da atmosfera foi de 1 g kg^{-1}, em relação a MD nos horários 02 e 08 HL, enquanto que às 20 HL ocorreu uma redução de aproximadamente de 2 g kg^{-1}, e as 14 HL apresentou resultado semelhante a MD.

A CLP ao longo do seu ciclo diário durante o IOP4 (Figura 4.29) apresentou na sua fase noturna (entre 00 e 06 HL) bastante estabilidade com altura média de 250 m, assim como foi observado no IOP2. O resultado encontrado durante a fase da CLN confirma que na região Amazônica a CLN apresenta-se mais estável durante o período seco da região, em contraponto ao período chuvoso, no qual apresenta maiores variações em sua profundidade. A partir das 06 HL nota-se o aumento da altura da CLP (300 m) (Tabela 4.5).

Na fase de erosão da CLN tem resposta ao aumento do Rn e H (ver Figura 4.27) mais cedo e intenso no IOP4, foi possível observar aumento assim que esta fase tem início, e como verificado no período seco de 2014, a taxa de ascensão foi elevada nas horas seguintes, de 76,1 m h^{-1}. Desta forma a CLN é totalmente erodida às 08 HL.

Figura 4.28 - Perfil vertical da temperatura potência (θ) (K) (A e C) e umidade especifica (q) (g kg^{-1}) (B e D) durante a IOP4. A linha tracejada (preta) representa a média diária do período (MD).

Fonte: Produção do autor

Figura 4.29 - Altura da Camada Limite Planetária (m) durante a IOP4. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão média da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

Durante o desenvolvimento da convecção, após a erosão (08 HL), em função dos maiores valores do H neste IOP, foi verificado a maior taxa de crescimento de 193 m h^{-1}, sendo que, as 11 HL, a CLC já está totalmente estabelecida. Com a CLC estabelecida e pelo maior aquecimento da atmosfera pelo fluxo de H, foi verificado a maior profundidade da CLC verificada neste estudo, atingindo o máximo de 1.925 m às 14 HL. Isso ocorreu em função do IOP4 ter sido influenciada pelo evento EN, que acarretou um período mais seca para a região e, consequentemente, apresentando os maiores registros de H. Este fato gerou maior convecção térmica no desenvolvimento da CLP, a qual teve um aumento de 21% em relação ao máximo observado no IOP2. A profundidade máxima da CLC para o IOP4 não é comum em estudos realizados na região da Amazônia, porém Lyra et al. (2003), em estudo realizado através de radiossondagem em Rondônia verificaram altura máxima de 2.200 m durante a estação seca de 1994.

Tabela 4.5 - Desvio Padrão (σ) (m), Taxa média de crescimento (m h^{-1}), calculados a partir dos dados do *ceilometer*, do ciclo médio diário da CLP para a IOP4.

IOP4					
Horário (HL)	00 a 06	06 a 08	09 a 12	12 a 17	17 a 19
σ	40	66	305	258	207
Taxa de Crescimento	6,7	76,1	193	-72,2	-181,4

Fonte: Produção do autor

Ao verificar w (Figura 4.30), assim como observado no período seco de 2014, nos horários que antecedem a fase de erosão da CLN (entre 00 e 08 HL), este apresentou valores nulos ou negativos da superfície até 400 m (que é o alcance máximo do instrumento). Isto oi salientado no IOP2, que durante a estação seca o cisalhamento do vento na região Amazônica é praticamente nulo. Apenas após às 10 HL verificou-se ocorrência de ventos positivos acima dos 250 m (0,2 m s^{-1}).

Figura 4.30 - Perfil vertical da componente vertical do Vento (w) (m s^{-1}) durante a IOP4.

Fonte: Produção do autor

A erosão da CLN durante o IOP4 (Figura 4.31), assim como descrito na estação seca de 2014, a CLN antecedente demonstrou pouca oscilação em suas alturas (valores entre 100 a 250 m). O início da erosão ocorre a partir das 06 HL seguindo o nascer do sol para a região, e os fluxos de energia positivos à superfície, não sendo observadas grandes diferenças entre os IOPs. Porém, assim como no IOP2, em resposta a uma inversão noturna mais rasa e os maiores incrementos dos fluxos de energia no início da manhã, foram observados uma elevação acima de 76,1 m h^{-1}.

A CLN foi totalmente erodida às 08 HL e, devido ao maior fluxo de H, a elevação da CLP foi mais acentuada, mesmo comparando-se com o período seco de 2014. Em média, ao longo do IOP4, foi observado uma taxa de crescimento de 193 m h^{-1} entre às 08 e 12 HL. Notou-se ainda que a CLC já se encontrava estabelecida, na maioria dos dias, às 10 HL, com uma maior profundidade em relação o IOP2.

Figura 4.31 - Processo de Erosão da CLN para o IOP4, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

4.3 Estudo de caso: simulações do Modelo LES-PALM

4.3.1 Simulações no IOP1

4.3.1.1 Simulação para o dia 03 de março de 2014

Foram realizadas simulações para 8 dias em cada IOPs visando-se obter uma melhor caracterização da erosão da CLN do ponto de vista estatístico. Entretanto, somente será apresentada a análise da simulação de um dia (no caso o dia 03 de março de 2014), para validar também a funcionalidade do modelo numérico para este tipo de estudo, comparando com valores in situ obtidos por radiossonda (Figura 4.32). Este dia foi escolhido por representar a estação chuvosa, com ocorrência de precipitação e altos valores de umidade relativa do ar.

A Figura 4.32 apresenta os perfis verticais da temperatura potencial (θ) (Figura 4.32 A e C) e umidade específica (q) (Figura 4.32 B e D) obtida através da simulação e perfis de radiossondagem. A simulação foi inicializada com perfil de θ característico de uma CLN, com profundidade de 300 m, às 02 HL. Observa-se nos horários iniciais da simulação (entre 02 e 08 HL) que a atmosfera está fortemente estável próximo a superfície, com a CLN praticamente estacionária em torno da profundidade de 300 m. Verifica-se que θ em superfície foi praticamente constante, com um leve aquecimento de 0,2 K h^{-1}, que compara-se bem com os dados observados (Figura 4.32 C). Nota-se que após o nascer do sol há um lento aquecimento da superfície até as 09 HL, com a presença de uma CLN ainda formada com aproximadamente 550 m de profundidade. A partir dos horários entre 09 e 10 HL, há um aumento de θ à superfície, cerca de 1,5 K h^{-1}; com a CLN sendo destruída por completo após às 09 HL, quando se observa um aquecimento de 2,0 K (entre 10 e 11 HL). Esse aquecimento também continua a ocorrer entre 11 (300,2 K) e 12 (302,0 K) HL, quando a CLC se estabelece completamente. Este padrão é compatível com os valores observados da RS. Ressalta-se também que o modelo PALM transferiu muito calor verticalmente, subestimando o valor de θ à superfície em aproximadamente 1 K. A CLC às 13 HL, último horário simulado, apresenta θ de 303,0 K e uma altura aproximada de 1.350 m.

Observa-se que a umidade específica (q) sobre a superfície durante as simulações do PALM (Figura 4.32 B) nos horários das 02 às 10 HL foram constantes (17,5 g kg^{-1}) da superfície até o topo da CLN. Após esta altura (300 m) ocorre uma redução, de 1,5 g kg^{-1}, com o aumento da altura. Os resultados obtidos pela sondagem das 02 e 08 HL (Figura 4.32 D) apresentaram umidade específica presente na atmosfera de

Figura 4.32 - Perfil vertical da temperatura potencial (θ) (K) (A e C) e umidade específica (q) (g kg^{-1}) (B e D), simulado pelo modelo PALM (A e B) e obtidos por radiossonda (C e D) para o dia 03 de março de 2014.

Fonte: Produção do autor

17,9 e 17,5 g kg^{-1}, respectivamente, até o topo da CLN, mostrando a robustez do modelo.

A partir das 10 HL nota-se, nos resultados do PALM, uma redução de q (17,0 g kg^{-1}), o que vem a afetar a CLC em formação. Esta redução perdura até o fim do horário simulado (13 HL), quando apresenta um valor mínimo de 16,0 g kg^{-1}. Ao se observar q obtidas pelas sondagens das 11 HL, notou-se que houve uma redução na superfície (16,0 g kg^{-1}), permanecendo constante até o topo da CLC devido a mistura turbulenta causada pela convecção.

A evolução temporal dos perfis verticais dos fluxos de calor sensível ($(\overline{w'\theta'})$) simulados pelo PALM está apresentada na Figura 4.33. Notou-se que, por se tratar de uma fase de transição noite-dia, o mesmo só vem a apresentar perfis com valores positivos superiores a 10 W m^{-2} da superfície até, aproximadamente, 100 m, após às 09 HL. Foi verificado também que o $\overline{w'\theta'}$ é positivo, na fase referente a erosão da CLN, apresentando-se com pouca intensidade e desenvolvimento vertical.

Figura 4.33 - Evolução horária do perfil de fluxo de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) (W m^{-2}) obtidos através do PALM no dia 03 de março de 2014.

Fonte: Produção do autor

A partir das 10 HL observa-se fluxos acima de 100 W m^{-2}, desde a superfície até 500 m, acarretando em uma concentração vertical de H positiva, com profundidade máxima de 950 m (às 13 HL). É importante ressaltar que, a presença acima de 1.000 m, da camada de $\overline{w'\theta'}$ negativa (-50 W m^{-2}), representando o transporte de calor descendente (fluxo de entranhamento), a partir das 10 HL. Isto coincide com a erosão da CLN e a formação da camada rasa CLC.

A altura da CLP obtidas pelo PALM, juntamente com outras estimativas entre os

horários das 02 a 13 HL está apresentada na Figura 4.34. Foi verificado que, durante a fase da CLN (entre às 02 e 06 HL) a altura obtida pelo PALM mostrou resultado típico da CLN de 300 m, com algumas oscilações (entre 270 e 500 m) entre às 04 e 06 HL. Os resultados encontrados pela simulação mostraram-se semelhantes aos obtidos pelos sensores remotos (*ceilometer* e RWP) assim, como em comparação com a média do IOP1 (ver Figura 4.11).

Figura 4.34 - Altura da Camada Limite Planetária (m) para o dia 03 de março de 2014.

Fonte: Produção do autor

A fase de erosão da CLN foi bem representada pela simulação do PALM, sendo que essa ocorreu de forma lenta, em conformidade com os valores observacionais do IOP1 Figura 4.11). A partir das 06 e até as 08 HL, verifica-se que a CLP ainda apresenta altura média abaixo dos 500 m. Após às 08 HL começou a ser observado um aumento da altura da CLP, com uma taxa média de crescimento de, aproximadamente, 25 m h^{-1}, o que acarretou com uma total erosão da CLN às 09 HL. Este resultado pode ser explicado com o tardio aquecimento pela superfície, que só ocorreu após às 09 HL (ver Figura 4.33). Neste intervalo foi observado que o PALM superestimou os resultados do *ceilometer* ($\approx$ 50 m), entretanto, ao se comparar com a RS das 08 HL, o PALM apresentou resultados semelhantes.

Os fluxos integrados de energia liberados pela superfície ($(\overline{w'\theta'})_s$) e do topo da camada ($(\overline{w'\theta'})_b$) e o aquecimento da camada integrado até o topo da CLN ($\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial\theta}{\partial t} \Delta z_i$) foram calculados durante o período de erosão da CLN para o dia em estudo da IOP1 e estão apresentados na Tabela 4.6. Verificou-se que, durante o nascer do sol (06 HL) até o horário da erosão da CLN (09 HL), a variação da energia (lado esquerdo da Equações 3.5) foi de 260,0 m K, enquanto que a somatória dos fluxos (lado direito da mesma Equação) foi de 374,4 m K, o que representou uma diferença de 114,4 m K (30%do aquecimento total), equivalente a 0,02 m K s^{-1} durante este intervalo. Os resultados indicam que foi necessário um adicional de energia no sistema que, por se tratar de uma área de pastagem, correspondem aos fluxos advectivos provenientes de áreas de floresta tropical e/ou da proximidade do rio. Este tipo de abordagem também foi realizado por Fisch (1995), Santos (2007), Neves (2010) para uma área de pastagem em Rondônia e também não foi possível obter o fechamento somente com valores locais. No presente caso em análise (03/03/2014), conseguiu-se representar, também, a contribuição do fluxo de entranhamento (119,8 m K), mas que não foi suficiente.

Tabela 4.6 - Fluxos de calor sensível (H) (W m^{-2}), fluxo total de calor integrado da superfície $(\overline{w'\theta'})_s$ (m K), fluxo integrado do topo da camada $(\overline{w'\theta'})_b$ (m K) e aquecimento da camada $\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial\theta}{\partial t} \Delta z_i$ (m K), no período de erosão da CLN para o dia 03 de março de 2014.

Erosão da CLN				
Horário (HL)	H (W m^{-2})	$(\overline{w'\theta'})_s$ (m K)	$(\overline{w'\theta'})_b$ (m K)	$\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial\theta}{\partial t} \Delta z_i$ (m K)
06 - 09	24,0	140,2	119,8	374,4

Fonte: Produção do autor

A fase de crescimento da CLC teve início logo após a erosão da CLN e, em virtude da tardia erosão, o desenvolvimento da CLC ocorreu de forma lenta. No início deste período a simulação apresentou profundidade de 670 m, com uma taxa de crescimento de, aproximadamente, 100 m h^{-1}, similar a taxa média observacional deste IOP1 (Figura 4.11). OS resultados do PALM foram semelhantes aos observados pelo *ceilometer* e o *Lidar*, estando em consonância com a RS das 11 HL. Após a fase de crescimento da CLC, as simulações da altura máxima (aproximadamente 1.200 m)

ocorreram entre 12:30 e 13 HL, mostrando a consistência entre as observações que apresentaram valores de 1.050 m (*Lidar*) e 1.150 m (*ceilometer*).

Através das simulações do modelo PALM foi possível analisar os perfis verticais da Energia Cinética Turbulenta (ECT), visando estudar a turbulência dentro da CLP. Os perfis verticais dos termos da ECT para o dia do IOP1 (Figura 4.35) foram analisados para os horários das 04 (Figura 4.35 A), 08 (Figura 4.35 B) e 10 HL (Figura 4.35 C), sendo estes normalizados pela razão entre w_*^3/Z_i , onde w_* corresponde à escala de velocidade convectiva, e Z_i a altura da CLP, sendo esta razão da ordem de 10^{-3} m^2 s^{-3}. Estes horários foram escolhidos por serem característicos das fases em que CLN encontra-se bem estabelecida (04 HL), durante a erosão (08 HL) e logo após ser totalmente erodida (10 HL).

Figura 4.35 - Balanço da Energia Cinética Turbulenta (ECT) para o dia 03 de março de 2014. Os termos representam: Produção Térmica (PT) (Linha preta), Produção Mecânica (PM) (Linha azul), Transporte Turbulento (TT) (Linha verde) e Dissipação (Di) (Linha Vermelha).

Fonte: Produção do autor

No horário das 04 HL (Figura 4.35 A), com a CLN bem estabelecida e com fluxo de calor sensível negativo, foi observada uma produção térmica (PT) negativa e com baixa intensidade na superfície (-0,15) com seus valores tendendo a zero com o aumento da altura (é nulo no topo da CLN em, aproximadamente, 250 m). O resultado negativo da PT (destruição de energia) deve-se às condições estáveis que habitualmente tendem a consumir/suprimir o ECT. A produção mecânica (PM) mostrou uma intensidade mais alta em relação aos demais termos da ECT, com valores aumentando de +0,1 à superfície para +0,25 a 100 m de altura e decrescendo acima deste nível. Assim como o termo térmico, este torna-se nulo no topo da CLN, representado que, acima deste nível, não há formação de ECT (pois a camada limite residual, que está bem misturada, mas não possui vórtices atuando). No caso do transporte turbulento (TT), este apresenta valores próximos a zero em quase todo o perfil, representando uma baixa redistribuição da turbulência. De acordo com Stull (1988), este termo não é responsável por criar ECT, apenas distribuí-la verticalmente. A taxa de dissipação (Di) é um termo com ligação direta com a ECT, sendo a principal transformação da ECT em energia de calor dissipativo. Este termo apresentou um valor máximo próximo à superfície (+0,2), sendo que este resultado ocorre em função dos menores turbilhões se formaram próximo à superfície (NEVES, 2015), decrescendo com a altura até tornar-se nulo no topo da CLN. O resultado encontrado da PM e Di estão semelhantes aos observados por Beare (2008), que indicam que a produção do cisalhamento do vento é balanceada pelo termo dissipativo.

Às 08 HL (Figura 4.35 B), horário em que está ocorrendo à erosão da CLN, foi observado um aumento na intensidade da produção térmica (PT), devido ao aquecimento da superfície, apresentando resultados positivos (+0,30). Este fato pode estar associado à fase de transição entre os fluxos de superfícies de calor entre valores negativos para positivos. Por outro lado, a PM apresentou uma maior intensidade em seus valores (+1,0), em função do aumento da convecção à superfície, decrescendo com a altura até o topo da CLP (350 m). No caso do TT, permanece a condição anterior de pouco transporte. O termo Di, assim como no horário das 04 HL, teve um comportamento semelhante a PM, apresentando um aumento em sua intensidade a superfície (+0,6) e um decréscimo com a altura. Assim pode-se afirmar que na fase de transição CLN – CLC , a ECT foi semelhante à fase da CLN, com o cisalhamento do vento ainda dominante (PM) e o Di balanceando este termo. No entanto, PT já apresenta resultados positivos próximo a superfície.

Após a completa erosão da CLN, às 10 HL (Figura 4.35 C) observou-se que, diferente dos horários anteriormente analisados, a PT apresenta resultados positivos

com uma maior intensidade próximo à superfície (+0,7), sendo estes devido aos efeitos dos turbilhões térmicos que se formam na superfície e estão presentes em toda a camada de mistura. A PT decresce linearmente com a altura até apresentar resultados negativos, aproximadamente, à 2/3 da CLC, representando o fluxo de entranhamento, que tem características de suprimir ou consumir a ECT. No topo da CLC este termo encontra-se com valores nulos e que equivale ao valor da altura da CLP determinada pela radiossondagem (de 900 m). A PM apresentou resultados negativos à superfície (-0,5), com um crescimento linear até os 100 m, quando volta a ter um incremento positivo em sua intensidade, até o máximo à 250 m (+1,2), o que está associado ao ciclo diário do vento. Após esta altura ocorreu redução de seus valores e, assim como a PT, mostrou valores nulos no topo da CLC. O TT apresentou características diferentes dos demais horários analisados, com valores negativos próximos à superfície (-0,2) e valores positivos e com maior intensidade próxima ao topo da CLC (+0,4). Este comportamento é característico do TT em ambiente convectivo (em que o fluxo H é positivo) transportando a ECT da superfície para as camadas mais altas e, transportando fluxo negativo do topo para à superfície. Com relação a Di à superfície, este comportou semelhante ao PT, ou seja, dissipando a energia térmica a superfície, sendo que acima dos 100 m voltou a apresentar resultados análogos a PM. Desta forma, pode-se afirmar que no estado em que a CLN já encontra-se erodida e a CLC está se estabelecendo, o cisalhamento do vento foi menor em referência às outras fases, e a produção térmica começa a dominar o balanço da ECT, equilibrando-se com os termos de dissipação e transporte.

4.3.1.2 Erosão da CLN através de simulação do PALM

Para se obter uma melhor característica dos resultados do PALM para estimar a fase de erosão da CLN, é apresentado um detalhamento na Figura 4.36. De forma geral, os valores da altura da CLN simulados foram superiores (em torno de 50 m) à média das observações (do *ceilometer*) durante toda a madrugada (entre 02 e 06 HL). Porém, neste intervalo, foram verificados oscilações da profundidade da CLN entre 200 a 300 m, e em dois casos, atingindo 500 m. No início do processo de erosão (06 HL) ocorre um aumento na profundidade de 20 m h^{-1}, mostrando-se semelhante as observações deste período (ver Figura 4.13). Como mencionado anteriormente, nos primeiros horários da erosão, a camada limite encontra-se no estado denominado CLN-CLC misto quando, de acordo com Beare (2008), a CLC que está a se formar é gerada por um significativo cisalhamento do vento, o que pode ser comprovado através do balanço de ECT, que verificou-se uma maior intensidade da produção mecânica às 08 HL (Figura 4.35 B). A produção térmica neste horário mostra um

fluxo positivo, porém com baixa intensidade, o que impede o crescimento da CLC.

Figura 4.36 - Erosão da CLN obtida pelo modelo PALM para o IOP1, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

As 09 HL a CLN encontra-se totalmente erodida nos dias simulados. Neste período foram verificados os melhores resultados das simulações em relação à média do período. Estes melhores resultados obtidos pelo PALM concordam com os aqueles apresentados por Maronga and Raasch (2013) e Heinze et al. (2017) para o experimento LIFT da Alemanha nos quais o modelo PALM representou bem a mistura turbulenta.

4.3.2 Simulações na IOP2

4.3.2.1 Simulação para o dia 01 de outubro de 2014

Assim como no caso anterior, para o IOP2 foram realizadas um conjunto de simulações para 8 dias, do qual será apresentado a análise do dia 01 de outubro de 2014, representando um dia típico da estação seca da região, sem precipitação e com baixa umidade relativa do ar.

O valor de θ (Figura 4.37 A) durante as primeiras horas simuladas, entre 02 e 06 HL, apresenta uma estabilidade estável próximo à superfície, com uma de profundidade de, aproximadamente, 200 m. Durante este intervalo foi observado aquecimento θ à superfície de 0,5 K h^{-1}, variando de 299,5 K (02 HL) até 301,5 (06 HL). Nota-se que após o nascer do sol (06 HL) há um maior aquecimento, de 1,0 K h^{-1} até às 08 HL, o que vem a acelerar a erosão da CLN formada. Os resultados das simulações estiveram em conformidade com as RS das 02 HL (299,5 K) e 08 HL (302,5 K) (Figura 4.37 C).

Às 08 HL a CLN formada já foi totalmente erodida, observando partir deste horário, um aumento da temperatura da superfície de 1,3 K h^{-1}, ocorrendo de forma contínua até as 10 HL. Desta forma verificou-se um desenvolvimento mais acentuado da profundidade da CLC, se estabelecendo às 10 HL (305,5 K) e permanecendo constante até as 12 HL. Este resultado deve-se a menor quantidade de umidade no solo, o que vem a acarretar em um aumento do H e, consequentemente, um crescimento rápido da CLC. Ao se comparar com a sondagem, esta apresentou um aumento térmico de 2,5 K h^{-1}, apresentando θ de 305,0 K às 11 HL, quando a CLC já está estabelecida. O PALM durante está fase superestimou em 0,5 K o valor de θ. Ao fim da simulação pode-se observar θ de 306,0 K e uma profundidade da CLC de 1.500 m.

o valor de q observada pelo PALM (Figura 4.37 B) apresentou entre 02 e 08 HL resultados constantes (17,8 g kg^{-1}), assim como a simulação característica do IOP1, sendo verificada uma redução de q com o aumento da altura de 1,0 g kg^{-1} km^{-1}. Entretanto, comparando este resultado com o encontrado na estação chuvosa, houve uma redução de, aproximadamente 1,2 g kg^{-1}. Os valores de q obtidos pela radiossonda (Figura 4.37 D) apresentaram valores de 17,8 g kg^{-1} (02 HL) e 17,5 g kg^{-1} (08 HL), com uma redução com altura de 0,8 g kg^{-1} km^{-1}.

Após a erosão da CLN, ocorrida às 08 HL, foi observada uma redução de q da superfície de 0,8 g kg^{-1} h^{-1} até às 10 HL, acarretando valores variando de 17,8 g

Figura 4.37 - Perfil vertical da temperatura potencial (θ) (K) (A e C) e umidade específica (q) (g kg^{-1}) (B e D), simulado pelo modelo PALM (A e B) e obtidos por radiossonda (C e D) para o dia 01 de outubro de 2014.

Fonte: Produção do autor

kg^{-1} (08 HL) a 16,2 g kg^{-1} (10 HL). Este resultado está de acordo com o verificado nos valores típicos da estação (Figura 4.17), pois a menor disponibilidade hídrica resulta em uma atmosfera mais seca nos horários da tarde. Após às 10 HL quando a CLC já está estabelecida, o PALM apresentou resultados constantes até o fim da simulação de 15,2 g kg^{-1} (entre 11 a 13 HL). O resultado da sondagem das 11 HL foi levemente superior, com valor de q de 16,5 g kg^{-1}.

Ao se analisar a evolução temporal $\overline{w'\theta'}$ (Figura 4.38), foi possível observar que os resultados positivos têm início após às 08 HL (10 W m^{-2}), com valores de 50 W m^{-2} por volta das 9:30 HL. O início mais cedo de valores positivos de $\overline{w'\theta'}$ em comparação o IOP1 deve-se às condições hídrica do solo, estando mais seco. Desta forma obteve um desenvolvimento vertical e com maior mistura na vertical mais acentuado. Após as 10 HL verificou-se maiores valores de do $\overline{w'\theta'}$ próximo a superfície, com valores de até 150 W m^{-2}. No decorrer da simulação foi observado entre 12 e 13 HL, valores de $\overline{w'\theta'}$ positivo até 1.100 m (topo da CLC), apresentando acima a camada de fluxo negativo (-50 W m^{-2}) que representa a ZE.

Figura 4.38 - Evolução horária do perfil de fluxo de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) (W m^{-2}) obtidos através do PALM no dia 01 de outubro de 2014.

Fonte: Produção do autor

Observando o ciclo diário da altura da CLP (Figura 4.39) foi verificada que, durante a madrugada, a CLN estabelecida apresenta forte estabilidade estável com altura média em torno de 180 m. As alturas obtidas pelo PALM entre às 02 e 06 HL apresentaram um pequeno crescimento às 04 HL, entretanto ficando ainda em consonância com os resultados obtidos pelo *Ceilometer* e o SODAR e levemente inferior aos dados do RWP (diferença de 70 m).

Figura 4.39 - Altura da Camada Limite Planetária (m) para o dia 01 de outubro de 2014.

Fonte: Produção do autor

Na fase de erosão da CLN, foi observado que o modelo PALM consegue representa-la bemós o nascer do sol (06 HL) foi verificado um aumento gradativo da profundidade da CLP, com uma taxa média de crescimento de 70 m h^{-1} até às 08 HL, horário em que a CLN já se apresenta totalmente erodida. O resultado encontra-se em conformidade com o resultado observacional encontrado no ciclo médio do IOP2 (ver Figura 33). No decorrer da fase de erosão foi verificado que os resultados do PALM apresentaram simulação satisfatória em relação às medidas *in situ* (RS) das 08 HL, e dos sensores (*Ceilometer* e RWP).

Durante o processo de erosão no dia da IOP2, foi verificado que o $(\overline{w'\theta'})_s$ entre as 06 e 08 HL foi de 199,4 m K (Tabela 4.7), e o aquecimento devido o entranhamento $(\overline{w'\theta'})_b$ foi de 114,6 m K, sendo o aquecimento da camada $(\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial\theta}{\partial t} \Delta z_i)$ de 369,4 m K, representando uma diferença de 55,4 m K (15% do aquecimento total), equivalente a 0,01 m K s^{-1}. O que representa uma menor necessidade de um adicional de energia (fluxos advectivos) em relação ao IOP1.

Tabela 4.7 - Fluxos de calor sensível (H) (W m^{-2}), fluxo total de calor integrado da superfície $(\overline{w'\theta'})_s$ (m K), fluxo integrado do topo da camada $(\overline{w'\theta'})_b$ (m K) e aquecimento da camada $\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta z_i$ (m K), no período de erosão da CLN para o dia 01 de outubro de 2014.

Erosão da CLN				
Horário (HL)	H (W m^{-2})	$(\overline{w'\theta'})_s$ (m K)	$(\overline{w'\theta'})_b$ (m K)	$\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta z_i$ (m K)
06 - 08	34,0	199,4	114,6	369,4

Fonte: Produção do autor

Foi verificado que, após a erosão da CLN, o PALM mostrou profundidade da CLP está em torno de 800 m (08 HL), com uma taxa média de crescimento entre 08 e 12 HL de, aproximadamente, 150 m h^{-1}. Neste intervalo as profundidades obtidas pelo PALM foram semelhantes às dos sensores remotos, como também, da RS das 11 HL. Quando a CLC encontra-se bem estabelecida a simulação apresentou profundidade máxima de 1.500 m às 13 HL. Estes resultados demonstram a eficiência do modelo, uma vez que os sensores remotos mostraram profundidade variando de 1.500 (*Lidar* e RWP) a 1.650 (*Ceilometer*).

A ECT durante o período em que a CLN encontra-se estabelecida (04 HL) (Figura 4.40 A), foi verificado que a PT foi negativa próximo à superfície com baixa intensidade (-0,07), apresentando resultados nulos à 200 m, topo da CLN. Por outro lado, a PM neste horário mostrou intensidades mais elevadas, diferente do que foi observada na estação chuvosa, apresentando valores negativos próximos à superfície (-0,20), e assim como a PT, tende a resultados nulos no topo da CLN. Como visto anteriormente, por se tratar de um horário com baixa ou nenhuma turbulência, foi observado que o TT mostrou valores próximos à zero em praticamente todo seu perfil. Logo, por haver apenas pequena turbulência mecânica, o termo Di tem comportamento análogo a PM, com valores próximos à superfície negativos (-0,20), tornando-se nulo no topo da CLN.

Ao verificar os termos da ECT às 08 HL (Figura 4.40 B), quando CLN já estava completamente erodida, foi possível observar que a PT apresenta resultados positivos (+0,55) à superfície, e assim, como descrito anteriormente, este termo decresce com a altura, mostrando resultados negativos a 2/3 da CLC, seguido de valores nulos no

Figura 4.40 - Balanço da Energia Cinética Turbulenta (ECT) para o dia 15 de outubro de 2014. Os termos representam: Produção Térmica (PT) (Linha preta), Produção Mecânica (PM) (Linha azul), Transporte Turbulento (TT) (Linha verde) e Dissipação (Di) (Linha Vermelha).

Fonte: Produção do autor

topo da CLC (550 m). A PM apresentou aumento em sua intensidade, apresentando resultados positivos da superfície até o máximo em 250 m (+0,85), decrescendo com a altura, e assim como a PT, tornando-se negativa (-0,60), e nula no topo da CLC. Como neste horário já há ocorrência de turbulência térmica, o TT apresentou valores negativos próximos à superfície (-0,15) e valores positivos próximos ao topo da CLC (+0,02). A Di voltou a ter comportamento análogo a PM, com resultados positivos da superfície até o máximo em 250 m (+0,80), tornando-se negativo com o aumento da altura (-0,50) e nulo no topo da CLC.

Às 10 HL (Figura 4.40), como a CLN está completamente erodida, a convecção encontra-se com maior desenvolvimento. Também ocorrem térmicas, sendo que verifica-se que a PT mostrou maior intensidade à superfície (+1,75), decrescendo linearmente com a altura. A PM apresentou à superfície resultados negativos (-

0,50), tornando-se positivos (+0,60) entre 150 e 300 m, quando reduz e torna-se nulo. O TT apresentou características semelhantes ao horário das 08 HL, entretanto com maior intensidade, com valores negativos próximos à superfície (-0,20) e valores positivos próximos ao topo da CLC (+0,10). O termo Di à superfície teve comportamento semelhante a PT, e após a PM torna-se positiva (a 150 m), passa a mostrar valores similares a este.

4.3.2.2 Erosão da CLN através de simulação do PALM

Os resultados da erosão da CLN no IOP2 estao apresentado na Figura 4.41. Foi observado que a CLN não apresentou variação em suas profundidades, com altura em torno de 200 m, assim como verificado observacionalmente (ver Figura 4.19). Com o nascer do sol (06 HL), começa o processo de erosão da CLN, tendo sido observado um crescimento médio de 90 m h^{-1}. Os resultados simulados apresentam crescimento em consonância aos observados no IOP2, no qual a fase erosão ocorre de maneira mais rápida em resposta a uma CLN mais rasa e com forte estabilidade estável, e com um aumento mais acentuado do fluxo de H no início do dia.

Como descrito anteriormente a fase da erosão foi mais rápida, estando totalmente erodida às 08 HL, em todos os dias simulados. Foi também observado que, após a erosão, a taxa de crescimento médio foi de 200 m h^{-1}. E assim como verificado nos dados observacionais, às 10 HL na maioria dos dias simulados encontram-se com a CLC bem estabelecida, com uma profundidade típica de 1.500 m às 11 HL. Este fato ratifica que a fase de erosão mais rápida facilita ao desenvolvimento da convecção.

Figura 4.41 - Processo de Erosão da CLN obtida pelo modelo PALM para o IOP2, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

Os resultados do PALM apresentaram resultados significativos em comparação com a média observacional, porém entre às 04 e 08 HL apresentou uma superestimava ($\approx$ 20 m) das alturas da CLN. Entretanto no início da simulação e após às 08 HL, as alturas obtidas pelo PALM, em média, estiveram em conformidade com a média observacional.

4.3.3 Simulações na IOP3

4.3.3.1 Simulação para o dia 03 de março de 2015

Os perfis verticais de θ (Figura 4.42 A) e q (Figura 4.42 B) obtidos pelo PALM para o dia 03 de março de 2015 (IOP3) apresentou resultados semelhantes aos verificados na simulação do IOP1. a variável θ mostrou nas primeiras horas variação de 297,5 K (02 HL) com um baixo aquecimento à superfície, aproximadamente, de 0,2 K h^{-1} até as 08 HL (298,6 K), resultados em conformidade com as obtidas por RS (Figura 4.42 C) que apresentou variação térmica à superfície de 297,5 K (02 HL) para 298,0 K (08 HL), com o modelo apresentando uma superestimava de 0,6 K, entretanto sendo um resultado satisfatório para estudos do perfil de θ.

Foi observado que só ocorreu um maior aquecimento térmico após às 09 HL (299,0 K), com aumento à superfície de 2,0 K h^{-1} até às 12 HL (303,0 K), com um aumento de 0,5 K h^{-1} entre as 12 e 13 HL (303,5 K) e, e altura máxima da CLC de, aproximadamente, 1.200 m.

A variação de q nas primeiras horas simuladas (Figura 4.42 B) (entre 02 e 10 HL) mostrou resultados semelhantes aos verificados na simulação do IOP1, com valores à superfície de 18,5 g kg^{-1} para todo este intervalo. Os resultados de q obtidos através da RS (Figura 4.42 D) foram de 18,5 g kg^{-1} (02 HL) e 18,3 g kg^{-1} (08 HL). Às 10 HL foi observado redução nos resultados de q fornecida pela superfície, de 0,5 g kg^{-1} h^{-1} até o fim da simulação, resultando no mínimo as 13 HL (17,5 g kg^{-1}), permanecendo constante durante toda a profundidade da CLC formada sobre a superfície.

Figura 4.42 - Perfil vertical da temperatura potencial (θ) (K) (A e C) e umidade específica (q) (g kg^{-1}) (B e D), simulado pelo modelo PALM (A e B) e obtidos por radiossonda (C e D) para o dia 03 de março de 2015.

Fonte: Produção do autor

A evolução de $\overline{w'\theta'}$ (Figura 4.43) durante o estudo de caso do IOP3, apresentou, assim como no IOP1, valores positivos superiores (10 W m^{-2}) à superfície, após às 09 HL. Porém neste dia foi verificada intensidade inferior em relação ao dia do IOP1, logo foi observado que, somente a partir das 11 HL, começou a ser registrando fluxos acima dos 100 W m^{-2} à superfície, com aumento do perfil de $\overline{w'\theta'}$, acarretando em uma concentração vertical de $\overline{w'\theta'}$ positiva, com profundidade máxima de 900 m (às 13 HL). E assim como observado nos demais dias de simulação, acima da CLC uma camada de fluxo de $\overline{w'\theta'}$ negativa (-50 W m^{-2}).

Figura 4.43 - Evolução horária do perfil de fluxo de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) (W m^{-2}) obtidos através do PALM no dia 03 de março de 2015.

Fonte: Produção do autor

O ciclo diário da CLP (Figura 4.44) obtido através do PALM mostrou alturas variando de 300 e 500 m, entre 02 e 06 HL. Durante este intervalo o *ceilometer* também apresentou oscilações de 250 a 450 m. O RWP mostrou um crescimento na profundidade da CLN ao longo deste intervalo, variando de 300 m (02 HL) a, aproximadamente, 500 m (06 HL).

Durante a erosão da CLN foi observado nos resultados do PALM que esta ocorre de forma lenta com uma taxa de crescimento médio de 50 m h^{-1} e, desta forma, a CLN só vem a ser erodida por completo às 09 HL, resultado similar a média observacional do IOP3 (ver Figura 4.23). Os resultados do PALM estiveram em consonância com os obtidos através dos sensores remotos (*Ceilometer*, RWP e *Lidar*) e mostra resultados semelhantes aos medidos pela RS das 08 HL.

No caso do IOP3 (03/03/2015) os fluxos de energia liberados foram foi semelhante ao dia da IOP1 (03/03/2014), com $(\overline{w'\theta'})_s$, de 145,4 m K (Tabela 4.8), enquanto

Figura 4.44 - Altura da Camada Limite Planetária (m) para o dia 03 de março de 2015.

Fonte: Produção do autor

que o $(\overline{w'\theta'})_b$ foi de 127,3 m K. Enquanto que o aquecimento necessário para erodir a camada $(\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta z_i)$, foi de 386,2 m K, logo a diferença entre elas representou 30% do aquecimento total (112,5 m K), um aquecimento de 0,02 m K s^{-1} durante este intervalo.

Tabela 4.8 - Fluxos de calor sensível (H) (W m^{-2}), fluxo total de calor integrado da superfície $(\overline{w'\theta'})_s$ (m K), fluxo integrado do topo da camada $(\overline{w'\theta'})_b$ (m K) e aquecimento da camada $\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta z_i$ (m K), no período de erosão da CLN para o dia 03 de março de 2015.

Erosão da CLN				
Horário (HL)	H (W m^{-2})	$(\overline{w'\theta'})_s$ (m K)	$(\overline{w'\theta'})_b$ (m K)	$\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Delta z_i$ (m K)
06 - 09	25,3	145,4	127,3	386,2

Fonte: Produção do autor

A fase de desenvolvimento da CLC teve início às 09 HL, neste horário a CLP apresenta uma profundidade média de 750 m, e uma taxa de crescimento médio de 100 m h^{-1}, similar a taxa média deste IOP (Figura 4.23). Os valores do PALM foram de acordo com os encontrados através dos sensores. Quando a CLC já se apresentou estabelecida (12 HL), foi verificado a máxima profundidade de 1.230 (13 HL) no PALM. Enquanto que nos sensores a altura máxima variou de 1.100 (RWP) a 1.230 (*Ceilometer*) às 13 HL.

Os termos da ECT às 04 HL (Figura 4.45 A) mostraram que a PT foi negativa e com baixa intensidade na superfície (-0,20), e a 300 m (topo da CLN) apresentou resultados igual a zero. Enquanto que a PM mostrou a maior intensidade, com valores variando de +0,10, na superfície, a +0,55 a 100 m de altura, após o máximo foi observado uma redução com o aumento da altura. O TT como foi verificado nas simulações do IOP 1 e 2, neste horário apresentou valores próximos a zero em quase todo o perfil. Desta forma a Di apresentou comportamento semelhante a PM à superfície.

Às 08 HL (Figura 4.45 B) a PT apresentou resultados positivos à superfície (+0,45) até 200 m. Já a PM mostrou resultados negativos à superfície (-0,10) até, aproximadamente, 200 m, quando apresenta resultado positivo (+0,50). O TT já apresentou valores negativos da superfície até 200 m (-0,10) e, positivo (+0,05) até próximo ao topo da CLP. O termo Di mostrou comportamento semelhante a PT, desde a superfície (+0,45) até 200 m, quando começa a apresentar resultado similar a PM.

Quando a CLN já foi erodida, às 10 HL (Figura 4.45 C), o termo PT mostrou maior intensidade nas primeiras camadas (+0,55), decrescendo linearmente com a altura até o topo da CLC formada (800 m). A PM apresentou resultados negativos à superfície (-0,30) e acima de 300 m valores positivos (+0,10). O TT apresentou menor intensidade em relação o IOP1, com valores negativos próximos à superfície (-0,10) e valores positivos próximos ao topo da CLC (+0,10). Enquanto que Di mostrou, em todo seu perfil, comportamento análogo a PT.

Figura 4.45 - Balanço da Energia Cinética Turbulenta (ECT) para o dia 03 de março de 2015. Os termos representam: Produção Térmica (PT) (Linha preta), Produção Mecânica (PM) (Linha azul), Transporte Turbulento (TT) (Linha verde) e Dissipação (Di) (Linha Vermelha).

Fonte: Produção do autor

4.3.3.2 Erosão da CLN através de simulação do PALM

Ao verificar os demais dias simulados para IOP3 para detalhar a fase de erosão da CLN em comparação com a média observacional (Figura 4.46), foi observado que a CLN formada (entre 02 e 06 HL) apresentou variação em sua profundidade entre às 04 e 06 HL, variando de 200 a 500 m, que está coerente com o que foi observado pelo *ceilometer* (ver Figura 4.25). Após às 06 HL, quando os fluxos começam a se tornarem positivos, dar-se início a erosão da CLN, assim como na estação chuvosa de 2014, apresentou taxa de crescimento de, aproximadamente, de 70 m h^{-1}.

Como verificado anteriormente, a erosão da CLN na estação chuvosa ocorreu de forma mais lenta, sendo observado nos dias simulados que a maior parte apresenta erosão totalmente da CLN às 09 HL. Após este horário foi constatado uma taxa de crescimento médio de 150 m h^{-1} na CLC que está a se formar, com está ainda não se

Figura 4.46 - Processo de Erosão da CLN obtida pelo modelo PALM para o IOP3, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

encontrando totalmente estabelecida. O PALM apresentou resultados significativos em comparação com a média observacional, superestimando as alturas da CLP após as 09 HL.

4.3.4 Simulações na IOP4

4.3.4.1 Simulação para o dia 15 de outubro de 2015

Ao analisar θ no dia 15 de outubro de 2015 (Figura 4.47 A), foi verificado nas primeiras horas simuladas maiores temperaturas à superfície, de 300,5 K, porém não apresentando variação entre às 02 e 06 HL. Neste intervalo foi verificada uma CLN com profundidade de 250 m, com uma estabilidade fortemente estável. Foi constatado que entre 06 e 08 HL um aumento de 0,5 K h^{-1}, horários onde já se verifica o processo de erosão da CLN. O perfil da θ às 02 e 08 HL verificados pela RS (Figura 4.47 C), mostrou resultados de 300,5 K (02 HL) e 301,5 K (08 HL).

Após às 08 HL começou a ser verificado um maior aquecimento de θ próxima a superfície de 1,7 K h^{-1} até às 10 HL. Assim como no IOP2, com a CLC se estabelecendo às 10 HL, com θ de 304,9 K. Entre 10 e 13 HL foi observado que θ continua a mostrar aumento térmico, porém com menor intensidade, de 0,50 K h^{-1}, acarretando no máximo registrado às 13 HL (306,4 K).

A variável textitq (Figura 4.47 B) apresentou, assim como no IOP2, entre 02 e 08 HL, resultados constantes, porém com menores valores, de 16,7 g kg^{-1}, resultado que corrobora com o período mais seco devido à influência do evento EN. Sendo verificada uma redução com o aumento da altura de 0,5 g kg^{-1} km^{-1} até o topo da CLN (250 m). Os resultados obtidos pelo PALM q neste intervalo apresentou resultado em conformidade com os da RS (Figura 63D) das 02 HL (16,5 g kg^{-1}) e 08 HL (16,0 g kg^{-1}).

Após às 08 HL foram observados nos valores do PALM uma redução q de 1,0 g kg^{-1} h^{-1} até às 12 HL, acarretando valores variando de 16,3 g kg^{-1} (09 HL) a 13,3 g kg^{-1} (12 HL), demonstrando atmosfera mais seca em comparação ao mesmo período do ano anterior.

Figura 4.47 - Perfil vertical da temperatura potencial (θ) (K) (A e C) e umidade específica (q) (g kg^{-1}) (B e D), simulado pelo modelo PALM (A e B) e obtidos por radiossonda (C e D) para o dia 15 de outubro de 2015.

Fonte: Produção do autor

No estudo de caso do IOP4 foi observado na evolução temporal do $\overline{w'\theta'}$ (Figura 4.48) os valores positivos tiveram início após 08 HL (10 W m^{-2}). Como o IOP4 apresentou dias mais secos devido ao EN, foi verificado que o perfil de $\overline{w'\theta'}$ para este dia teve o maior desenvolvimento vertical. A partir das 10 HL foram observadas as maiores intensidades de $\overline{w'\theta'}$ próximo a superfície, de 150 W m^{-2}, no passar do tempo notou-se entre 12 e 13 HL a profundidade máxima de $\overline{w'\theta'}$ positivo, acima de 1.600 m, apresentando acima a camada de fluxo negativo (-30 W m^{-2}).

Figura 4.48 - Evolução horária do perfil de fluxo de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) (W m^{-2}) obtidos através do PALM no dia 15 de outubro de 2015.

Fonte: Produção do autor

As alturas obtidas pelo PALM (Figura 4.49) foram constantes entre 02 e 05 HL, apresentando HL forte estabilidade estável com altura média em torno de 230 m. Após este intervalo foi verificado um crescimento de 50 m h^{-1}. Os resultados foram semelhantes aos obtidos pelos sensores.

No intervalo correspondente a fase de erosão da CLN, o PALM representou bem esta fase, logo após às 06 HL foi observado um aumento nas alturas da CLP de, aproximadamente, 150 m h^{-1} até às 08 HL, quando a CLN já está completamente erodida. As alturas encontradas pelo PALM foram similares às encontradas no ciclo médio do IOP4 (ver Figura 4.29).

Nesta fase ainda foi possível observar na que a integração de $(\overline{w'\theta'})_s$ foi de 292,5 m K, e do $(\overline{w'\theta'})_b$ foi de 146,5 m K, enquanto que $\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial\theta}{\partial t}\,\Delta z_i$ foi de 350,8 m K (Tabela 4.9). A diferença entre os fluxos liberados e o aquecimento da camada foi de -88,2 m K (25% acima do aquecimento da camada), ou seja, os fluxos liberados pela superfície foram suficientes para aquecer totalmente a camada, o que comprova

a erosão mais rápida e vai influenciar no desenvolvimento da camada convectiva que vem a se forma posteriormente.

Figura 4.49 - Altura da Camada Limite Planetária (m) para o dia 15 de outubro de 2015.

Fonte: Produção do autor

Na fase de desenvolvimento da CLC, onde apresentava uma profundidade de 550 m (08 HL), porém com uma taxa de crescimento médio mais elevado em relação aos demais IOPs, de 200 m h^{-1}, estando em equivalente à média deste IOP (Figura 4.29). Nesta fase os resultados obtidos pelo PALM mostraram-se de acordo com os encontrados pelos demais sensores. Quando a CLC já se apresenta estabelecida, foi registrado a maior profundidade dos dias analisados, o PALM mostrou profundidade máxima às 13 HL de 1.700 m.

Tabela 4.9 - Fluxos de calor sensível (H) (W m^{-2}), fluxo total de calor integrado da superfície $(\overline{w'\theta'})_s$ (m K), fluxo integrado do topo da camada $(\overline{w'\theta'})_b$ (m K) e aquecimento da camada $\sum_{i=0}^{h} \dfrac{\partial\theta}{\partial t}\ \Delta z_i$ (m K), no período de erosão da CLN para o dia 15 de outubro de 2015.

Erosão da CLN				
Horário (HL)	H (W m^{-2})	$(\overline{w'\theta'})_s$ (m K)	$(\overline{w'\theta'})_b$ (m K)	$\sum_{i=0}^{h} \frac{\partial\theta}{\partial t}\Delta z_i$ (m K)
06 - 08	49,8	292,5	146,5,3	350,8

Fonte: Produção do autor

Os termos da ECT na fase em que a CLN encontra-se estabelecida (04 HL) (Figura 4.50 A) apresentaram resultados semelhantes ao dia do IOP2, com a PT negativa e com baixa intensidade próxima à superfície (-0,05), com valores iguais à zero a partir do topo da CLN (230 m). A PM também apresentou baixa intensidade à superfície e com valores negativos (-0,08), tornando-se positivo após 100 m de altura (+0,07) e nulo no topo da CLN. O TT mostrou resultados nulos, assim como verificado nos outros IOPs. Enquanto que a Di segue o comportamento da PM.

Às 08 HL (Figura 4.50 B), como verificado no dia do IOP2, a CLN já encontra-se erodida, logo a PT apresenta resultados positivos (+0,50) à superfície decrescendo com a altura até ficar negativo a 150 m (-0,50). Enquanto que a PM mostrou resultados negativos à superfície (-0,50) até os 100 m de altura, e resultados positivos, acarretando no máximo à 250 m de altura (+0,80). O TT já apresentou resultados negativos próximos à superfície (-0,05) e, positivos (+0,05) próximos ao topo da CLC, em função do início da turbulência térmica. Como à superfície já ocorre PT positiva, a Di mostrou similaridade com a PT nas primeiras camadas, porém a partir da PM positiva a Di volta ter resultado análogo a esta.

As componentes da ECT às 10 HL (Figura 4.50 C), apresentou as maiores intensidades dos seus termos. Desta forma PT mostrou à superfície forte intensidade (+2,0), sendo está maior contribuição da PT deve-se a maior intensidade do perfil do fluxo de H. Também foi verificado que a PT só mostrou resultados nulos acima de 1.250 m de altura. Já a PM mostrou à superfície resultados negativos (-1,70), após os 450 m a PM começa a demonstrar resultados positivos (+1,50) até os 700 m. O TT mostrou valores positivos em um perfil mais acentuado, da superfície até 750 m

Figura 4.50 - Balanço da Energia Cinética Turbulenta (ECT) para o dia 15 de outubro de 2015. Os termos representam: Produção Térmica (PT) (Linha preta), Produção Mecânica (PM) (Linha azul), Transporte Turbulento (TT) (Linha verde) e Dissipação (Di) (Linha Vermelha).

Fonte: Produção do autor

(-0,30), e acima resultados negativos até 1.250 m (+0,25). Assim como foi verificado no perfil das 08 HL, a Di teve comportamento semelhante a PT superfície e após a PM torna-se positiva começou a ter valores similares a este.

4.3.4.2 Erosão da CLN através de simulação do PALM

Ao observar os 8 dias simulados para o IOP4 com a média observacional (Figura 4.51), foi verificado que assim como no IOP2, e nos dias do IOP4 (ver Figura 4.31), a CLN que antecede em todos os dias simulados não apresentou variação em suas profundidades, com altura em torno de 200 m. Na fase de erosão da CLN, ocorreu um aumento da profundidade da CLP, onde foi verificado uma taxa de crescimento médio de, aproximadamente, 90 m h^{-1}.

Após às 08 HL a CLN encontra-se totalmente erodida e, em virtude do evento EN, o

qual acarretou em um período mais seco e com maior fluxo de calor sensível, foi observado uma taxa de crescimento médio mais acentuada em comparação aos demais IOPs, de aproximadamente, 250 m h^{-1}. Consequentemente a CLC já se mostra estabelecida, em todos os dias simulados, às 10 HL, apresentando uma altura máxima média de 2.000 m às 13 HL. Assim como verificado nas outras estações analisadas, os resultados obtidos pelo PALM para IOP4 foram satisfatórios, principalmente após 08 HL, com resultados em conformidade com a média observacional.

Figura 4.51 - Processo de Erosão da CLN obtida pelo modelo PALM para o IOP4, a linha preta representa a média do período. As linhas verticais representam: o nascer do sol (linha azul), e a erosão da CLN (linha vermelha).

Fonte: Produção do autor

5 CONCLUSÕES

Este trabalho contribui com o avanço científico da CLP na região da Amazônia através da análise de dados observacionais, provenientes das medições *in situ* (radiossondas) e de sensores remotos (*Ceilometer*, SODAR, *Lidar*, RWP e MRP), além da utilização de uma ferramenta numérica (modelo PALM). Foram estudadas as características da CLP, em especial, na sua fase de transição noite-dia, denominada erosão da CLN, contribuindo para um maior entendimento desta fase e sua influência no ciclo diário da CLP. Com a utilização dos sensores remotos foi possível detalhar o estudo do ciclo diário da CLP de forma contínua e com alta frequência temporal. Adicionalmente, por meio da simulação do modelo PALM foi possível também contribuir com o conhecimento das características da CLP, análises do balanço de Energia Cinética Turbulenta, perfis verticais dos fluxos turbulentos e características médias da atmosfera dentro da CLP. Desta forma, este estudo contribuiu para maior compreensão sobre os mecanismos que compõem o processo de erosão da CLN na região Amazônica, fornecendo assim novas e inéditas informações para entender os ciclos diários da CLC, que por sua vez tem relação com a formação de nuvens convectivas.

A partir dos resultados alcançados, pode-se sintetizar as seguintes conclusões:

– Ao comparar os valores obtidos pelos sensores remotos com os resultados da RS, foi verificado que o *ceilometer*, de maneira geral, mostrou os resultados mais satisfatórios ao longo do ciclo diário da CLP, com uma pequena superestimativa ($\approx$ 50 m) na fase de decaimento da convecção (entre 17 e 19 HL). O *Lidar* e o MWR mostraram-se capazes de representar adequadamente a fase de erosão da CLN e o desenvolvimento inicial da CLC, porém subestimaram a fase final da CLC ($\approx$ 150 m). Enquanto que o RWP apresentou resultados coerentes durante a fase convectiva (entre 09 e 16 HL), porém subestimou a fase da CLN ($\approx$ 100 m), principalmente nos períodos chuvosos. O instrumento SODAR, que devido ao seu alcance vertical foi utilizado apenas para medidas na fase da CLN, subestimou/superestimou as alturas da CLN durante o período chuvoso/seco ($\approx$ 80 m) respectivamente.

– A erosão da camada limite noturna (CLN) durante os IOPs da estação chuvosa de (IOP1 - 2014 e IOP3 - 2015) analisadas através dos dados observacionais, mostraram que a CLN que antecede a fase de erosão apresentou oscilação em suas profundidades, entre 180 a 280 m (IOP1) e entre 200 a 375 m (IOP3). Enquanto os valores baixos do fluxo de H nas primeiras horas da manhã, a erosão da CLN completa levou em torno de 3 horas após o nascer do sol. Nos IOPs das estações secas (2 e 4) foi observado

uma CLN fortemente estável antecedendo a fase de erosão, com profundidade típica de 250 m nos dois períodos. Nesses períodos as profundidades da CLN também foram mais constantes, em decorrência da menor turbulência mecânica. Em resumo, a completa erosão da CLN foi de 3 horas na estação chuvosa e de 2 horas no período seco. Mostrando que a CLN antecedente e o fluxo de calor sensível no início da manhã foram fatores principais no tempo necessário para que ocorra a erosão da CLN.

– A hipótese de que o tempo necessário para ocorrer à erosão da CLN implicaria diretamente no desenvolvimento da camada limite convectiva (CLC) e na sua profundidade se mostrou verdadeira, onde durante os IOPs 1 e 3, em que a erosão da CLN foi mais lenta, a CLC apresentou desenvolvimento vertical mais lento ($\approx$ 100 m h^{-1}) na parte inicial da manhã (fase 1), com profundidades máximas de 1.180 m (IOP1) e 1.080 m (IOP3) e ao final do dia (por volta das 17 HL). Enquanto que nas estações secas, a CLC respondeu a rápida erosão e apresentou um crescimento vertical ($\approx$ 180 m h^{-1}) e deste modo a profundidade máxima atingida foi maior: 1.590 m (IOP2) e 1.950 m (IOP4).

– O evento EN que esteve ativo no ano de 2015 não apresentou influência no tempo necessário de erosão da CLN para as duas estações (chuvosa/seca). Porém, este influenciou na fase de desenvolvimento da CLC para o período seco (IOP4), com esta fase apresentando uma taxa de crescimento em cerca de 15% mais elevada que o mesmo período do ano anterior.

– As simulações do PALM para as estações chuvosa apresentaram superestimativas ($\approx$ 40 m) na fase final da CLN. No entanto, as simulações representaram adequadamente a erosão da CLN em relação aos dados observados. Durante a fase de desenvolvimento da CLC, as simulações mostraram que esta ocorreu de forma lenta, até alcançar máximos de 1.150 m (IOP1) e 1.000 m (IOP3), compatíveis com os dados observados nestes IOPs. A análise do perfil do fluxo de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) obtidas pelo PALM apresentou valores máximos após as 10 HL (100 W m^{-2}), sendo que os fluxos de entranhamento, nas alturas de 950 m (IOP1) e 900 m (IOP3), também influenciaram na erosão da CLN.

– Durante as estações secas as simulações do PALM também exibiram leve superestimativas na fase da CLN ($\approx$ 20 m). O modelo conseguiu detectar a erosão mais rápida que ocorreu nos períodos secos. Após a erosão da CLN, constatou-se que o desenvolvimento da convecção dentro da CLC com uma convecção mais intensa e vigorosa, atingindo altura máxima de 1.500 m (IOP2) ou 1.700 m (IOP4). O PALM

mostrou um maior aquecimento da atmosfera por meio do fluxo vertical de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$), apresentando valores positivos máximos às 10 HL (150 W m^{-2}), da estendendo-se superfície até 1.100 m (IOP2) ou 1.600 m (IOP4).

– As análises do balanço de energia envolvido no aquecimento da camada para erodir a camada estável no caso dos IOPs 1 e 3 (representativos da estação chuvosa), mostrou que a energia liberada pela superfície e no topo da camada, necessitou de mais de 30% de uma energia adicional para completar o balanço. Por outro lado, os IOPs 2 e 4 (representativos da estação seca), apresentaram padrões distintos, visto que no IOP2 a energia liberada também também não fechou o balanço e precisou de um adicional de aproximadamente 15%. Todavia, o IOP4 (2015), que esteve sob a influência do evento EN, mostrou que os fluxo liberados foram suficiente para aquecer a camada.

– Através das simulações verificou-se a distribuição da energia cinética turbulenta pelos seus componentes. Em todas as simulações realizadas nas estações chuvosas (IOPs 1 e 3) a produção mecânica foi a mais intensa nos horários noturnos (04 HL), destacando-se que nestes IOPs o horário de transição (08 HL) também apresentou produção mecânica mais intensa. No caso das simulações dos períodos secos (IOPs 2 e 4), 08 HL a produção térmica já estava presente e foi a mais importante. Nos horários em que a CLN se encontrava totalmente erodida (10 HL), em todas as simulações se observou que que a produção térmica foi o termo mais importante. O transporte turbulento apresentou características semelhantes em todas as simulações, produzindo um maior transporte durante o horário em que a CLN já havia sido destruída. Em resumo as simulações permitiram comprovar que o termo mecânico foi importante na CLN durante os IOPs chuvosos e o termo térmico contribuiu para as fases de erosão da CLN e crescimento da CLC.

5.1 Sugestões de trabalhos futuros

A partir dos resultados obtidos neste estudo, alguns trabalhos futuros podem ser sugeridos, a fim de contribuir com o avanço científico desta temática:

- Analisar, por meio de simulações e observações, a erosão da CLN para regiões completamente preservadas da Floresta Amazônica (por exemplo com dados do Experimento ATTO) e assim estabelecer o impacto causado pela substituição da floresta por pastagem neste processo.
- Simular com o modelo PALM, a camada limite planetária em ambientes urbanos na Amazônia (grandes cidades como Belém e Manaus) e assim a influência da mancha urbana nas condições propícias para formação e desenvolvimento de convecção e nebulosidade.
- Realizar, um estudo da erosão da CLN e do ciclo diário da CLP através de dados observacionais e por simulações via PALM, em uma área de Caatinga, com o intuito de verificar a relação da CLP com o as condições mais propícias para formação e desenvolvimento de nebulosidade e precipitação para esta região semiárida, que é um bioma 100% Brasileiro e onde estas pesquisas ainda são pouco exploradas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L.; SILVA, R.; FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; STAEBLER, R. M.; CZIKOWSKY, M. J. Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture. **Global Change Biology**, v. 10, p. 886–894, 2004. 69

ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; DIAS, M. A. F. d. S. Electrification of precipitating systems over the amazon: physical processes of thunderstorm development. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, p. 1–27, 2011. 29

ANDREAE, M. O.; ACEVEDO, O. C.; ARAùJO, A.; ARTAXO, P.; BARBOSA, C. G. G.; BARBOSA, H. M. J.; BRITO, J.; CARBONE, S.; CHI, X.; CINTRA, B. B. L.; SILVA, N. F. da; DIAS, N. L.; DIAS-JúNIOR, C. Q.; DITAS, F.; DITZ, R.; GODOI, A. F. L.; GODOI, R. H. M.; HEIMANN, M.; HOFFMANN, T.; KESSELMEIER, J.; KöNEMANN, T.; KRüGER, M. L.; LAVRIC, J. V.; MANZI, A. O.; LOPES, A. P.; MARTINS, D. L.; MIKHAILOV, E. F.; MORAN-ZULOAGA, D.; NELSON, B. W.; NöLSCHER, A. C.; NOGUEIRA, D. S.; PIEDADE, M. T. F.; PöHLKER, C.; PöSCHL, U.; QUESADA, C. A.; RIZZO, L. V.; RO, C.-U.; RUCKTESCHLER, N.; Sá, L. D. A.; Sá, M. de O.; SALES, C. B.; SANTOS, R. M. N. dos; SATURNO, J.; SCHöNGART, J.; SöRGE, M.; SOUZA, C. M. de; SOUZA, R. A. F. de; SU1, H.; TARGHETTA, N.; TóTA, J.; TREBS, I.; TRUMBORE, S.; VAN EIJCK, A.; WALTER, D.; WANG, Z.; WEBER, B.; WILLIAMS, J.; WINDERLICH, J.; WITTMANN, F.; WOLFF1, S.; YáñEZ-SERRANO, A. M. The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, p. 10723–10776, 2015. 1

ANGEVINE, W. Transitional, entraining, cloudy, and coastal boundary layers. **Acta Geophysica**, v. 56, p. 2–20, 2008. 17

ANGEVINE, W.; BALTINK, H.; BOSVELD, F. Observations of the morning transition of the convective boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 101, p. 209–227, 2001. 17, 72

ARAúJO, A. C.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; von Randow, C.; MANZI, A. O.; CULF, A. D.; GASH, J. H. C.; VALENTINI, R.; KABAT, P. Comaprative measure of carbon dioxide fluxes from

two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, p. 1–19, 2002. 29

ARM. **Climate Research Facility**. 2016. Available from: <http://www.arm.gov/instruments/ceil>. Access in: 31 de janeiro 2016. 33

ARRUDA, J. C. **Estudo do fechamento de balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso**. 2011. 134 p. Tese (Doutorado em Física Ambiental) — Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Cuiabá, 2011. 52

ARYA, S. P. **Introdution to micrometeorology**. USA: Academic Press, 2001. 5, 8

AYOTTE, K. W.; SULLIVAN, P. P.; ANDRéN, A.; DONEY, S. C.; HOSTLAG, A. A. M.; LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C.; MOENG, C.-H.; OTTE, M. J.; TRIBBIA, J. J.; WYNGAARD, J. C. An Evaluation of Neutral and Convective Planetary Boundary- Layer Parameterizations Relative to Large Eddy Simulations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 79, p. 131–175, 1996. 23

AZEVEDO, A.; ALENCAR, A.; MOUTINHO, P.; RIBEIRO, V.; REIS, T.; STABILE, M.; GUIMARãES, A. **Panorama sobre o desmatamento na Amazônia em 2016**. Brasília, DF: IPAM, 2016. 1

BANTA, R. M. Daytime boundary layer evolution over montains terrain. Part I: Observations of the dry circulations. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 340–356, 1984. 18

BARLOW, J. F.; DUNBAR, T. M.; NEMITZ, E. G.; WOOD, C. R.; GALLAGHER, M. W.; DAVIES, F.; HARRISON, R. M. Boundary layer dynamics over London, UK, as observed using Doppler lidar during REPARTEE-II. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, p. 2111–2125, 2011. 31

BEARE, R. J. The role of shear in the morning transition boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 129, p. 395–410, 2008. 18, 59, 104, 105

BEARE, R. J.; MACVEAN, M. K.; HOSTLAG, A. A. M.; CUXART, J.; ESAU, I.; GOLAZ, J.-C.; JIMENEZ, M. A.; KHAIROUTDINOV, M.; KOSOVIC, B.; LEWELLEN, D.; LUND, T. S.; LUNDQUIST, J. K.; MCCABE, A.; MOENE, A. F.; NOH, Y.; RAASCH, S.; SULLIVAN, P. An intercomparison of large-eddy simulations of the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 118, p. 247–272, 2006b. 23

BOURAYOU, R.; LOPES, F. J. da S.; COSTA, R. Facundes da; FERRINI, P. R.; LARROZA, E. G.; NAKAEMA, W. M.; MOREIRA, G. A.; ARAUJO, F. V.; POLUHA, B.; LANDULFO, E. Fallback atmosphere models for lidar measurements without corresponding radio-sounding data and modelling of a local atmosphere profile from historic radio-sounding data: Example of the Sao Paulo lidar metropolitan station. **Óptica Pura Y Aplicada**, v. 47, p. 183–188, 2014. 13

BROWN, A. R.; BELJAARS, A. C. M.; HERSBACH, H. Errors in parametrizations of convective boundary-layer turbulent momentum mixing. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, p. 1859–1876, 2006. 45, 46

BURBA, G. **Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications.** USA: Lincoln: LI–COR Biosciences, 2013. 38

CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.; KAUFMANN, T. Determinação da Altura da Camada Limite Planetária na Floresta Amazônica Utilizando um Ceilometer. **Ciêcia e Natura**, v. 38, p. 460–466, 2016. 33

CHEMEL, C.; CHOLLET, J. P. Observations of the daytime boundary layer in deep Alpine Valleys. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, p. 239–262, 2006. 12

COLLOW, A. B. M.; MILLER, M. A. The seasonal cycle of the radiation budget and cloud radiative effect in the amazon rain forest of Brazil. **Journal of Climate**, v. 29, p. 7703–7722, 2016. 72

DEARDORFF, J. W. A numerical study of three-dimensional turbulent channel flow at large Reynolds numbers. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 41, p. 453–480, 1970. 22, 44

DEGRAZIA, G. A.; NUNES, A. B.; SATYAMURTY, P.; ACEVEDO, O. C.; VELHO, H. F. C.; RIZZA, U.; CARVALHO, J. C. Employing Heisenbergs turbulent spectral transfer theory to parameterize sub-filter scales in LES models. **Atmospheric Environment**, v. 41, p. 7059–7068, 2007. 23

DELAGE, Y. A numerical study of the nocturnal atmospheric boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 100, p. 351–364, 1974. 15

DORAN, J.; BERKOWITZ, C.; COULTER, R.; SPICER, C.; SHAW, W. The 2001 Phoenix Sunrise experiment: vertical mixing and chemistry during the

morning transition in Phoenix. **Atmospheric Environment**, v. 37, p. 2365–2377, 2003. 18

ECMWF. **The 2015/2016 El Nino and beyond. ECMWF Newsletter**. 2017. Available from: <https://www.ecmwf.int/en/newsletter/151/meteorology/2015-2016-el-nino-and-beyond>. Access in: 20 de agosto 2017. 50, 90

EDWARDS, J. M. Radiative processes in the stable boundary layer: Part II. The development of the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 131, p. 127–146, 2009. 19

EDWARDS, J. M.; BASU, S.; BOSVELD, F. C.; HOLTSLAG, A. A. M. The impact of radiation on the GABLS3 large-eddy simulation through the night and during the morning transition. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 152, p. 189–211, 2014. 18, 19, 72

EICHHOLZ, C. W. **Análise cinemática e dinâmica da propagação de células de chuva e aglomerados de nuvens**. 2017. 159 p. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.28.15.17-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. 72, 81

ENGLBERGER, A.; DöRNBRACK, A. Impact of Neutral Boundary-Layer Turbulence on Wind-Turbine Wakes: A Numerical Modelling Study. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 162, p. 427–449, 2017. 1

FEDOROVICH, E.; CONZEMIUS, R.; MIRONOV, D. Convective entrainment into a shear-free, linearly stratified atmosphere: bulk models reevaluated through large-eddy simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, p. 281–295, 2004. 8

FERNANDO, H. J. S.; WEIL, J. C. Whither the stable boundary layer? A shift in the research agenda. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1475–1481, 2010. 15

FERREIRA, S. J. F.; LUIZãO, F. J.; DALLAROSA, R. L. G. Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na Amazônia Central. **Acta Amazônica**, v. 35, p. 55–62, 2005. 73

FISCH, G. **Camada limite amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. 1995. 171 p. (INPE-6123-TDI/584). Tese (Doutorado em

Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1995. 18, 39, 40, 102

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, p. 101–126, 1998. 29

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; DIAS, M. A. F. S.; LYRA, R. F. d. F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 47–59, 2004. 79

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Germany: Springer-Verlag, 2008. 5

GARRATT, J. **The atmospheric boundary layer.** USA: Cambridge University Press, 1992. 7, 13, 17

GERKEN, T.; RUDDELL, B. L.; FUENTES, J. D.; ARAúJO, A.; BRUNSELLE, N. A.; MAIA, J.; MANZI, A.; MERCER, J.; SANTOS, R. N. dos; RANDOW, C. von; STOY, P. C. Investigating the mechanisms responsible for the lack of surface energy balance closure in a central Amazonian tropical rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 116, p. 1–27, 2017. 52

GOULART, A.; DEGRAZIA, G.; RIZZA, U.; ANFOSSI, D. A Theoretical model for the study of convective turbulence decay and comparison with large-eddy simulation data. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 107, p. 143–155, 2003. 23

GOULDING, M.; BARTHEM, R. B.; DUENAS, R. **The Smithsonian Atlas of the Amazon**. USA: Smithsonian Books, 2003. 1

GOUVEIA, D. A.; BARJA, B.; BARBOSA, H. M. J.; SEIFERT, P.; BAARS, H.; PAULIQUEVIS, T.; ARTAXO, P. Optical and geometrical properties of cirrus clouds in Amazonia derived from 1 year of ground-based lidar measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, p. 3619–3636, 2017. 35

GRONEMEIER, T.; KANANI-SüHRING, F.; RAASCH, S. Do shallow cumulus clouds have the potential to trigger secondary circulations via shading? **Boundary-Layer Meteorology**, v. 162, p. 143–169, 2017a. 25

GRONEMEIER, T.; RAASCH, S.; NG, E. Effects of unstable stratification on ventilation in Hong Kong. **Atmosphere**, v. 9, p. 168–183, 2017b. 25

HEINZE, R.; MOSELEY, C.; BöSKE, L. N.; MUPPA, S. K.; MAURER, V.; RAASCH, S.; STEVENS, B. Evaluation of large-eddy simulations forced with

mesoscale model output for a multi-week period during a measurement campaign. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, p. 7083–7109, 2017. 25, 106

HELMIS, C. G.; ASIMAKOPOULOS, D. N.; DELIGIORGI, D. G. Some observations on the destruction of morning inversions in a large and broad mountain valley. **Journal of Atmospheric Meteorology**, v. 29, p. 396–400, 1990. 17

HOFFMANN, F.; NOH, Y.; RAASCH, S. The Route to Raindrop Formation in a Shallow Cumulus Cloud Simulated by a Lagrangian Cloud Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 74, p. 2125–2142, 2017. 25

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. Stable atmospheric boundary layers and diurnal cycles—challenges for weather and climate models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, p. 1991–1706, 2013. 1, 15

HUANG, M.; GAO, Z.; MIAO, S.; CHEN, F.; LEMONE, M. A.; LI, J.; HU, F.; WANG, L. Estimate of Boundary-Layer Depth Over Beijing, China, Using Doppler Lidar Data During SURF-2015. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 162, p. 503–522, 2017. 2, 36, 57

HUNT, J. C. R.; KAIMAL, J. C.; GAYNOR, J. E. Eddy structure in the convective boundary layer – new measurements and new concepts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 114, p. 827–858, 1988. 22

INMET. **Normais Climatológicas do Brasil**. 2018. Available from: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisclimatologicas>. Access in: 25 de fevereiro 2018. 49

KANAK, K. M. D. K. Lilly: a biography. In: FEDOROVICH, E.; ROTUNNO, R.; STEVENS, B. (Ed.). **Atmospheric turbulence and mesoescale meteorology**. Cambridge: University Press, 2004. p. 1–14. 22, 23

KAUFMANN, T.; FISCH, G. Validação do modelo LES PALM por meio de dados de radiosondagens e de aeronave coletados durante o Experimento GoAmazon. **Ci ência e Natura**, v. 38, p. 34–40, 2016. 24

KHANI, S.; PORTE-AGEL, F. A Modulated-Gradient Parametrization for the Large-Eddy Simulation of the Atmospheric Boundary Layer Using the Weather

Research and Forecasting Model. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 165, p. 385–404, 2017. 23, 25

KURPPA, M.; HELLSTEN, A.; AUVINNEN, M.; RAASCH S. ANDVESALA, T.; JäRVI, L. Ventilation and air quality in City blocks using large-eddy dimulation—urban planning perspective. **Atmosphere**, v. 9, p. 65–92, 2018. 26, 45, 46

LAPWORTH, A. The morning transition of the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, p. 501–526, 2006. 16, 17

LENSCHOW, D. H.; STANKOV, B. B.; MAHRT, L. The rapid morning boundary layer trasintion. **Journal of Atmospheric Science**, v. 36, p. 2108–2124, 1979. 16

LETZEL, M. O.; KRANE, M.; RAASCH, S. High resolution urban large-eddy simulation studies from street canyon to neighbourhood scale. **Atmospheric Environment**, v. 42, p. 8770–8784, 2008. 41

LETZEL, M. O.; RAASCH, S. Large eddy simulation of thermally induced oscillations in the convective boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, p. 2328–2341, 2003. 41

LILLY, D. K. The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments. In: FEDOROVICH, E.; ROTUNNO, R.; STEVENS, B. (Ed.). **IBM scientific computing symposium on environmental sciences.** New York: IBM, 1967. p. 195–210. 22

LIMA, M. A.; WILSON, J. W. Convective storm initiation in a moist tropical environment. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 1847–1864, 2008. 72

LYRA, R. F. d. F.; MOLION, L. C. B.; SILVA, M. R. G. D.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Some aspects of the atmospheric boundary layer over western Amazonia: Dry Season 1994. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 18, p. 79–85, 2003. 95

MACEDO, A. d. S. **Variabilidade temporal e espacial da radiação solar na região de Manaus – AM, durante o experimento GoAmazon 2014/15.** 2016. 200 p. (INPE-09.20.12.56-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016. 50

MACEDO, A. S.; FISCH, G. Variabilidade temporal da radiação solar durante o experimento GOAmazon 2014/15. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2018. 51

MAHRT, L. Stably stratifield atmospheric boundary layers. **Annual review of Fluid Mechanics**, v. 46, p. 23–45, 2014. 15

MARENGO, J. A.; FISCH, G.; ALVES, L. M.; SOUZA, N. V.; FU, R.; ZHUANG, Y. Meteorological context of the onset and end of the rainy season in Central Amazonia during the GoAmazon2014/5. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, p. 7671–7681, 2017. 50, 73

MARONGA, B.; BOSVELD, F. C. Key parameters for the life cycle of nocturnal radiation fog: a comprehensive large-eddy simulation study. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 143, p. 2463–2480, 2017. 23, 25

MARONGA, B.; GRYSCHKA, M.; HEINZE, R.; HOFFMANN, F.; KANANI-SüHRING, F.; KECK, M.; KETELSEN, K.; LETZEL, M. O.; SüHRING, M.; RAASCH, S. The Parallelized Large-Eddy Simulation Model (PALM) version 4.0 for atmospheric and oceanic flows: model formulation, recent developments, and future perspectives. **Geoscientific Model Development**, v. 8, p. 2515–2551, 2015. 43

MARONGA, B.; HARTOGENSIS, O. K.; RAASCH, S.; BEYRICH, F. The Effect of Surface Heterogeneity on the Structure Parameters of Temperature and Specific Humidity: A Large-Eddy Simulation Case Study for the LITFASS-2003 Experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 153, p. 441–470, 2014. 24

MARONGA, B.; RAASCH, S. Large-Eddy Simulations of Surface Heterogeneity Effects on the Convective Boundary Layer During the LITFASS-2003 Experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 146, p. 17–44, 2013. 24, 106

Marques Filho, E. P. **Investigação da camada limite planetária convectiva com modelo LES aplicado à dispersão de poluentes**. 2004. 128 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004. 8

MARTIN, S.; ARTAXO, P.; MACHADO, L. A. T.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; ANDREAE, M. O.; BARBOSA, H. M. J.; FAN, J.; FISCH, G.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; JIMENEZ, J. L.; POSCHL U. ANDSILVA DIAS, M. A.; SMITH, J. N.; WENDISEH, M. Introduction: Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon 2014/5). **Atmospheric Chemistry Physics**, v. 16, p. 4785–4797, 2016. 1, 27, 28, 29

NEVES, T. T. A. T. **Estudo da camada limite noturna na pastagem durante a transição entre as estações seca e chuvosa em Rondônia**. 2010.

124 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2010. 40, 102

NEVES, T. T. A. T. **Análise de turbulência e convecção na Amazônia utilizando o modelo PALM-LES**. 2015. 159 p. (INPE-0.18.05.54-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. 24, 46, 104

NEVES, T. T. A. T.; FISCH, G. Camada limite noturna sobre área de pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 619–628, 2011. 13, 33, 69

_____. The Daily Cycle of the Atmospheric Boundary Layer Heights over Pasture Site in Amazonia. **American Journal of Environmental Engineering**, v. 05, p. 39–44, 2015. 13, 79

NEWMAN, M.; WITTENBERG, T.; CHENG, L.; COMPO, G. P.; SMITH, C. A. The extreme 2015/16 el niño, in the context of historical climate variability and change. In: PERSPECTIVE, E. E. E. of 2016 from a C. (Ed.). **Bullet n of the American Meteorological Society**. [S.l.: s.n.], 2018. v. 99, p. 16–20. 50, 90

NIEUWSTADT, F.; DRIEDONKS, A. The nocturnal boundary layer: a case study compared with model calculations. **Journal ofApplied Meteorology**, v. 18, p. 1397–1405, 1979. 15

NOBRE, C.; OBREGÓN, G.; MARENGO, J.; FU, R.; POVEDA, G. Characteristics of amazonian climate: Main features. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; DIAS, P. S. (Ed.). **Amazonia and global change. Geophysical Monograph American Ser**. Washington , DC: Geophysical Union Books, 2009. v. 186, p. 146–162. 49

NUNES, A. B. **Crescimento da camada limite convectiva: estudo analítico e numérico**. 2008. 194 p. (INPE-15554-TDI/1426). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008. 22, 23

NUNES, A. B.; DEGRAZIA, G. A.; CAMPOS, C. R. J.; MOREIRA, D. M. Turbulent eddy diffusivities for a planetary boundary layer generated by thermal and mechanical effects. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 31, p. 609–618, 2013. 16

PACHECO, P. S. **An Introduction to Parallel Programming**. USA: Morgan Kaufmann Publishers, 2011. 42

PINO, D.; JONKER, H. J. J.; ARELLANO, J. V. G. de; DOSIO, A. Role of shear and the inversion strength during sunset turbulence over land: characteristic length scales. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 121, p. 537–556, 2006. 2

POPE, S. B. Ten questions concerning the large-eddy simulation of turbulent flows. **New Journal of Physics**, v. 6, p. 1–24, 2004. 22

PORTE-ANGEL, F.; PARLANGE, M. B.; MENEVEAU, C.; EICHINGER, W. E.; PAHLOW, M. Subgrid-scale dissipation in the atmospheric surface layer: effects of stability and filter dimension. **Journal of Hydrometeorology**, v. 1, p. 175–87, 2000. 23

RAASCH, S.; SCHROTER, M. PALM – A large-eddy simulation model performing on massively parallel computers. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 10, p. 363–372, 2001. 23, 41, 42

RAI, R. K.; BERG, L. K.; KOSOVIC, B.; MIROCHA, J. D.; PEKOUR, M. S.; SHAW, W. J. Comparison of measured and numerically simulated turbulence statistics in a convective boundary layer over complex terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 163, p. 69–89, 2017. 2

RIECHELMANN, T.; NOH, Y.; RAASCH, S. A new method for large-eddy simulations of clouds with Lagrangian droplets including the effects of turbulent collision. **New Journal of Physics**, v. 14, p. 1–28, 2012. 44

ROCHA, V. M.; CORREIA, F. W. S.; Teixeira da Silva, P. R.; GOMES, W. B.; VERGASTA, L. A.; MOURA, R. G.; TRINDADE, M. S. P.; PEDROSA, A. L.; Santos da Silva, J. J. Reciclagem de precipitação na bacia Amazônica: O papel do transporte de umidade e da evapotranspiração da superfície. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 387–398, 2017. 49

ROMATSCHKE, U.; HOUZE, R. A. Characteristics of precipitating convective systems accounting for the summer rainfall of tropical and subtropical South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, p. 25–46, 2013. 72

SALESKY, S.; T.; CHAMECKI, M.; BOU-ZEID, E. On the Nature of the Transition Between Roll and Cellular Organization in the Convective Boundary Layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 163, p. 41–68, 2017. 2

SANTOS, E. B.; LUCIO, P. S.; SANTOS, S. C. M. Precipitation regionalization of the Brazilian Amazon. **Atmospheric Science Letters**, v. 16, p. 185–192, 2015. 62

SANTOS, L. R.; FISCH, G. Intercomparação entre quatro métodos de estimativa da altura da camada limite convectiva durante o experimento RACCI – LBA (2002) em Rondônia – Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, p. 322–328, 2007. 30

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, p. 387–407, 2007. 14, 18, 58

SANTOS, R. M. N. d. **Estudos da camada limite noturna na Amazônia**. 2007. 177 p. INPE-14477-TDI/1158. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007. 6, 13, 15, 19, 40, 102

SATYAMURTY, P.; da Costa, C. P. W.; MANZI, A. O. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, p. 195–209, 2013. 62

SCHROTER, M.; BANGE, J.; RAASCH, S. Simulated airborne flux measurements in a LES generated convective boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 95, p. 437–456, 2000. 41

SCHUMANN, U. Subgrid scale model for finite difference simulations of turbulent flows in plane channels and annuli. **Journal of Computational Physics**, v. 18, p. 376–404, 1975. 41

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, p. 1–15, 2010. 30

SHAW, W.; DORAN, J.; COULTER, R. Boundary-layer evolution over Phoenix, Arizona and the premature mixing of pollutants in the early morning. **Atmospheric Environment**, v. 39, p. 773–786, 2005. 18

SHUKLA, K. K.; PHANIKUMAR, D. V.; NEWSOM, R. K.; KUMAR, K. N.; RATNAM, M. V.; NAJA, M.; SINGH, N. Estimation of the mixing layer height

over a high altitude site in Central Himalayan region by using Doppler Lidar. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 109, p. 48–53, 2014. 33

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations. **Monthly Weather Review**, v. 91, p. 99–164, 1963. 22, 23

SMAGORINSKY, J.; MANABE, S.; HOLLOWAY, J. L. Numerical results from a nine level general circulation model of the atmosphere. **Monthly Weather Review**, v. 93, p. 727–768, 1965. 22

SOKół, P.; STACHLEWSKA, I. S.; UNGUREANU, I.; STEFAN, S. Evaluation of the Boundary Layer Morning Transition Using the CL-31 Ceilometer Signals. **Acta Geophysica**, v. 62, p. 367–380, 2014. 19

SORBJAN, Z. A numerical study of daily transitions in the convective boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, p. 365–383, 2007. 18, 23

_____. Assessment of Gradient-Based Similarity Functions in the Stable Boundary Layer Derived from a Large-Eddy Simulation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 163, p. 375–392, 2017. 15

SPRACKLEN, D. V. F.; GARCIA-CARRERAS, L. The impact of Amazonian deforestation on Amazon basin rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 9546–9552, 2015. 1

STEENEVELD, G. J.; Van de Wiel, B. J. H.; HOLTSLAG, A. A. M. Diagnostic equations for the stable boundary layer height: evaluation and dimensional analysis. **Journal ofApplied Meteorology**, v. 46, p. 212–225, 2007. 13

STEINFELD, G.; LETZEL, M. O.; RAASCH, S.; KANDA, M.; INAGAKI, A. Spatial representativeness of single tower measurements and the imbalance problem with eddy-covariance fluxes: results of a large-eddy simulation study. **Boundary Layer Meteorology**, v. 123, p. 78–98, 2007. 41

STEINFELD, G.; RAASCH, S.; MARKKANEN, T. Footprints in homogeneously and heterogeneously driven boundary layers derived from a Lagrangian stochastic particle model embedded into large-eddy simulation. **Boundary Layer Meteorology**, v. 129, p. 225–248, 2008. 41

STULL, R. **An introduction to boundary layer meteorology.** USA: Kluwer Academic Publishers, 1988. 5, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 16, 20, 104

SÜHRING, M.; RAASCH, S. Heterogeneity-induced heat flux patterns in the convective boundary layer: Can they be detected from observations and is there a blending height? - A large-eddy simulation study for the LITFASS-2003 experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 148, p. 309–331, 2013. 5

SULLIVAN, P. P.; MCWILLIAMS, J. C.; MOENG, C.-H. A subgrid model for large eddy simulation of planetary boundary layer flows. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 71, p. 247–276, 1994. 23

SULLIVAN, P. P.; WEIL, J. C.; PATTON, E. G.; JONKER, H. J. J.; MIRONOV, D. V. Turbulent Winds and Temperature Fronts in Large-Eddy Simulations of the Stable Atmospheric Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, p. 1815–1840, 2016. 15

SUN, J.; LENSCHOW, D. H.; BURNS, S. P.; BANTA, R. M.; NEWSOM, R. K.; COULTER, R.; FRASIER, S.; INCE, T.; NAPPO, C.; BALSLEY, B. B.; JENSEN, M.; MAHRT, L.; MILLER, D.; SKELLY, B. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 110, p. 255–279, 2004. 15

TANAKA, L. M. d. S.; SATYAMURTY, P.; MACHADO, L. A. T. Diurnal variation of precipitation in central Amazon Basin. **International Journal of Climatology**, v. 34, p. 3574–3584, 2014. 62

TENNEKES, H.; DRIEDONKS, A. G. M. Basic Entreainment Equations for the Atmospheric Boundary Layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 20, p. 515–531, 1981. 18

VAN HOOIJDONK, I. G. S.; DONDA, J. M. M.; CLERCX, H. J.; BOSVELD, F. C.; VAN DE WIEL, B. J. H. Shear Capacity as Prognostic for Nocturnal Boundary Layer Regimes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, p. 1518–1532, 2015. 2

VERNEKAR, K. G.; MOHAN, B.; SAXENA, S.; PATIL, M. N. Characteristics of the atmospheric boundary layer over a tropical station as evidenced by teathered ballon observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, p. 1426–1432, 1993. 40

VICKERS, D.; MAHRT, L. Evaluating formulations of stable boundary layer height. **Journal ofApplied Meteorology**, v. 43, p. 1736–1749, 2004. 13

von RANDOW, C.; MANZI, A.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P.; ZANCHI, F.; SILVA, R.; HODNETT, M.; GASH, J.; ELBERS, J.; ATERLOO, M.; CARDOSO, F.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia.. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 75, p. 1–22, 2004. 73

WANG, C.; SHI, H.; JIN, L.; CHEN, H.; WEN, H. Measuring boundary-layer height under clear and cloudy conditions using three instruments. **Particuology**, v. 28, p. 15–21, 2016. 2, 30, 32, 57

WEIL, J. C. Stable boundary layer modeling for air quality applications. In: CASTELLI, S. T.; STEYN, D. (Ed.). **Air pollution modeling and its application XXI**. Dordrecht, The Netherlands: NATO Science for Peace and Security Series C - Environmental Security, Springer, 2012. v. 2, p. 57–61. 490 p. 15

WENDISCH, M.; PöSCHL, U.; ANDREAE, M. O.; MACHADO, L. A. T.; ALBRECHT, R.; SCHLAGER, H.; ROSENFELD, D.; MARTIN, S. T.; ABDELMONEM, A.; AFCHINE, A.; ARAùJO, A. C.; ARTAXO, P.; AUFMHOFF, H.; BARBOSA, H. M. J.; BORRMANN, S.; BRAGA, R.; BUCHHOLZ, B.; CECCHINI, M. C.; COSTA, A.; CURTIUS, J.; DOLLNER, M.; DORF, M.; DREILING, V.; EBERT, V.; EHRLICH, A.; EWALD, F.; FISCH, G.; FIX, A.; FRANK, F.; FüTTERER, D.; HECKL, C.; HEIDELBERG, F.; HüNEKE, T. ACRIDICON–CHUVA CAMPAIGN - Studying tropical deep convective clouds and precipitation over Amazonia using the new german research Aircraft HALO. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, p. 1885–1908, 2016. 1

WHITEMAN, C. D. Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part I: Observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, p. 270–289, 1982. 17

WILLIAMS, E. R.; SáTORI, G. Lightning, Thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 66, p. 1213–1231, 2004. 53

WYNGAARD, J. C. Atmospheric turbulence. **Annual Review Fluid Mechanics**, v. 24, p. 205–233, 1992. 11, 14

_____. Changing the face of small-scale meteorology. In: FEDOROVICH, E.; ROTUNNO, R.; STEVENS, B. (Ed.). **Atmospheric turbulence and mesoescale meteorology**. Cambridge: University Press, 2004. p. 17–34. 22

WYNGAARD, J. C.; SEAMAN, N.; KIMMEL, S. J.; OTTE, M.; DI, X.; GILBERT, K. E. Concepts, observations, and simulation of refractive index turbulence in the lower atmosphere. **Radio Science**, v. 36, p. 643–669, 2001. 15

Apêndice A - Ciclo Anual da CLP 2014 e 2015

Figura A.1 - Altura da Camada Limite Planetária (CLP) (m) ao longo do ano de 2014.

Figura A.2 - Altura da Camada Limite Planetária (CLP) (m) ao longo do ano de 2015.

Apêndice B - Temperatura e Umidade Relativa do Ar durante as IOPs

Figura B.1 - Variação temporal da temperatura do Ar (ºC) (linha preta) e Umidade Relativa (UR) (%) (barras azuis) durante a fase da IOP1.

Figura B.2 - Variação temporal da temperatura do Ar (ºC) (linha preta) e Umidade Relativa (UR) (%) (barras azuis) durante a fase da IOP2.

Figura B.3 - Variação temporal da temperatura do Ar (°C) (linha preta) e Umidade Relativa (UR) (%) (barras azuis) durante a fase da IOP3.

Figura B.4 - Variação temporal da temperatura do Ar (°C) (linha preta) e Umidade Relativa (UR) (%) (barras azuis) durante a fase da IOP4.

Apêndice C - Rosa dos Ventos e Ciclo diário da Velocidade do Vento nas IOPs

Figura B.1 - Direção e Velocidade do Vento (m s^{-1}), representado pela barra de cor, à superfície A) e Média do ciclo diário da Velocidade do Vento (m s^{-1}) B) durante a fase da IOP1.

Figura B.2 - Direção e Velocidade do Vento (m s^{-1}), representado pela barra de cor, à superfície A) e Média do ciclo diário da Velocidade do Vento (m sm s^{-1}) B) durante a fase da IOP2.

Figura B.3 - Direção e Velocidade do Vento (m s^{-1}), representado pela barra de cor, à superfície A) e Média do ciclo diário da Velocidade do Vento (m sm s^{-1}) B) durante a fase da IOP3.

Figura B.4 - Direção e Velocidade do Vento (m s^{-1}), representado pela barra de cor, à superfície A) e Média do ciclo diário da Velocidade do Vento (m sm s^{-1}) B) durante a fase da IOP4.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.